ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ





MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
THE ALL-UNION ORDER OF LENIN SCIENTIFIC RESEARCH INSTITUTE
OF GEOLOGY (VSEGEI)

GEOLOGY OF THE NORTH-EAST OF ASIA

IN FOUR VOLUMES

L. I. Krasny, Editor-in-Chief

Volume III

MAGMATISM

Editors:
M. I. Itsikson, V. K. Putintsev, N. I. Tikhomirov, E. T. Shatalov

„NEDRA" PUBLISHING HOUSE
LENINGRAD DIVISION
LENINGRAD · 1973

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В ЧЕТЫРЕХ ТОМАХ

Под редакцией *Л. И. Красного*

Том III

МАГМАТИЗМ

Под редакцией
М. И. Ициксона, В. К. Путинцева, Н. И. Тихомирова, Е. Т. Шаталова

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1973

Наук АН Арм.ССР

УДК 552.1—31

ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ, том III. Магматизм. Под ред. М. И. Ициксона, В. К. Путинцева, Н. И. Тихомирова, Е. Т. Шаталова. Л., «Недра». 1973. 396 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т).

Характеристика магматизма Северо-Восточной Азии дана по четырем крупным структурным элементам, входящим в состав северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП): древним складчатым областям (составляющим обрамление ТПП), внешней и внутренней зонам ТПП и Восточно-Азиатскому вулканогенному поясу. В пределах отдельных регионов — складчатых областей, систем и массивов — описание магматизма приведено в исторической последовательности; рассмотрены геологические условия залегания, петрографические и химические особенности интрузивных и вулканогенных комплексов; намечены петрографические провинции, рассмотрены общие закономерности пространственного размещения и эволюции магматизма в пределах ТПП.

Таблиц 59, иллюстраций 68, список литературы — 206 названий.

Редакционная коллегия:

Б. А. АНДРЕЕВ, В. Н. ВЕРЕЩАГИН, Г. С. ГАНЕШИН, М. И. ИЦИКСОН, Л. И. КРАСНЫЙ (главный редактор), *С. А. МУЗЫЛЕВ, В. К. ПУТИНЦЕВ, Н. И. ТИХОМИРОВ, Ю. Ф. ЧЕМЕКОВ, Е. Т. ШАТАЛОВ*

Г $\frac{0292—307}{043(01)—73}$

ПРЕДИСЛОВИЕ К III ТОМУ

В 1966 г. вышла в свет монография «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса», составленная большим коллективом авторов [1966].

Необходимость издания новой монографии стала очевидной после выхода в свет первой, притом не только в связи с тем, что эта работа сразу же разошлась, но еще и по причине малого объема; изложение материала, в частности по магматизму, оказалось конспективно сжатым. Поэтому было решено подготовить более полную работу в четырех томах, где магматизму отведен специальный том.

Новая монография отличается не только более подробным изложением. Привлечение значительно большего авторского коллектива позволило помимо использования всей имеющейся литературы дать и оригинальный новый материал, собранный самими авторами. Добавлена глава, характеризующая взаимосвязь магматической области Востока СССР с сопредельными зарубежными петрографическими провинциями.

Материал, приведенный в III томе, расположен в следующем порядке. Изложение в основном подчинено региональному принципу, а в пределах каждого регионального раздела — хронологическому порядку. За основу регионального подразделения принята схема геолого-структурного районирования территории северо-западной части ТПП, предложенная Л. И. Красным и принятая для издания 1966 г., с некоторыми уточнениями. Все крупнейшие структурные единицы сгруппированы в четыре генетические группы.

В первую входят Селенгино-Яблоновая и Становая древние складчатые области, примыкающие к ТПП, а также массивы: Колымский, Омолонский, Аргунский, Буреинский и Ханкайский. После характеристики магматизма и ультраметаморфизма каждой из перечисленных структурных единиц в отдельности в конце главы дана общая характеристика магматизма древних структур и выступов древнего фундамента.

Вторая группа структур, магматизм которых описан во второй главе, включает всю внешнюю зону ТПП, куда входят: Яно-Колымская, Чукотская складчатые системы, Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская складчатые области. Эта глава завершается кратким обобщением, где даны выводы по магматизму внешней зоны ТПП в пределах СССР.

В третьей группе описывается магматизм наложенной структуры — Восточно-Азиатского вулканического пояса. Описание ведется по отдельным его звеньям: Восточно-Сихотэ-Алинскому и Охотско-Чукотскому. Самостоятельный раздел посвящен внутриконтинентальным вулканическим цепям, системам и зонам: Хингано-Баджальской, Умлекано-Огоджинской, Уяндинско-Ясачненской и др. В заключении дана общая характеристика магматизма всего Восточно-Азиатского пояса.

Глава четвертая посвящена описанию магматизма внутренней зоны ТПП, куда входят структурные элементы четвертой группы: Сахалинское звено Ниппонской складчатой области, Охотско-Корякская склад-

чатая область, Курило-Восточнокамчатская складчатая область и Курило-Камчатский пояс новейшего вулканизма. Как и все предыдущие, глава завершается общими выводами.

В пятой главе рассматривается место магматических провинций Дальнего Востока среди сопредельных провинций зарубежных частей ТПП и предпринята попытка сопоставления их с магматизмом Аляски, Японских островов, Корейского полуострова, Южного Приамурья и Восточной Монголии.

Глава шестая содержит краткие общие выводы по закономерностям магматического развития территории Востока СССР.

При описании интрузивного магматизма авторы отдельных разделов монографии группируют породы по естественным генетическим ассоциациям — комплексам, применяя термин «интрузивный комплекс» в основном в известном понимании этого определения, данном Ю. А. Билибиным. Однако при этом редакторам не удалось добиться строгого единообразия. Внимательный читатель обнаружит в тексте несколько отличные оттенки в понимании этого термина различными авторами, которые в отдельных случаях руководствовались при группировке пород конкретными специфическими особенностями состава интрузивных образований, возрастом, металлогенической специализацией и иными признаками.

Все 40 авторов перечислены в оглавлении, из которого можно видеть долю участия каждого.

Кроме М. И. Ициксона, В. К. Путинцева, Н. И. Тихомирова, Е. Т. Шаталова к редактированию III тома привлечены также и другие лица, хорошо знакомые с геологией тех или иных районов. Текст редактировали по частям в следующем порядке. Н. И. Тихомиров отредактировал разделы: «Становая складчатая область», «Селенгино-Яблоновая складчатая область» и «Монголо-Охотская складчатая область»; М. И. Ициксон — «Аргунский массив», «Буреинский массив», «Ханкайский массив», «Сихотэ-Алинская складчатая система», «Восточно-Азиатский вулканогенный пояс», Е. Т. Шаталов и С. Г. Котляр — «Яно-Колымская складчатая система», Е. Т. Шаталов — «Чукотская складчатая система»; Д. С. Харкевич и С. И. Гавриков — «Колымский, Омолонский и Охотский массивы», Д. С. Харкевич — «Сахалинское звено Ниппонской складчатой области», «Охотско-Корякская складчатая система», «Курило-Восточнокамчатская геосинклинальная система»; Д. С. Харкевич и Ю. С. Желубовский — «Курило-Камчатский вулканогенный пояс».

В подготовке таблиц, обработке анализов, оформлении схем, диаграмм и всей рукописи большую работу проделали Ж. В. Орлова и М. А. Кангур. В корректировании графики и подписей к рисункам существенная помощь редакции оказана была также Л. А. Козубовой.

В рецензировании III тома приняли участие: член-корреспондент АН СССР П. Н. Кропоткин, профессора В. И. Серпухов и Н. Ф. Шинкарев. Авторы и редакторы выражают им свою искреннюю благодарность за этот большой труд. Их многие ценные замечания всюду, где это представлялось возможным, были учтены при окончательном редактировании всей работы.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема Тихоокеанского рудного пояса, впервые сформулированная С. С. Смирновым (1946), явилась основой позднейших обобщений, преследовавших цель выяснить закономерности формирования и развития этой крупнейшей планетарной структуры. При этом советские геологи основное внимание, естественно, сосредоточили на северо-западной части ТПП, лежащей в границах СССР. К этой территории относится Камчатка, Курильские острова, Сахалин, весь Северо-Восток (Чукотский полуостров, Колымо-Индигирский край), Приамурье, Сихотэ-Алинь и Юго-Восточное Забайкалье. В данной работе, кроме того, рассматриваются территории Селенгино-Яблоновой и Становой древних складчатых областей, прилегающих к ТПП и активизированных в мезозое, а в качестве сравнительного материала привлекаются некоторые части прилегающих территорий. Таким образом, работа охватывает значительную часть северо-восточной Азии.

Геологическое изучение всех этих территорий началось с конца XIX столетия (И. Д. Черский, В. А. Обручев, К. И. Богданович, П. И. Полевой и другие). При этом наиболее ранние работы, как правило, включали и общегеографические исследования. Поэтому историю изучения магматизма в специальном направлении следует рассматривать только с третьего десятилетия XX в.

Изучением магматизма Селенгино-Яблоновой складчатой области в северо-восточной ее части занимались: А. Э. Гедройц, В. Н. Руднев, М. М. Тетяев, А. А. Арсеньев, И. Д. Черский, В. Ю. Шенфиль, Д. С. Харкевич, Ю. В. Казицын, Г. В. Александров, В. В. Павлова, Е. Н. Панов, В. И. Шульдинер, С. П. Смеловский, А. Ф. Озерский, Е. М. Лейфман и другие. Магматизму юго-западной части области посвящены работы А. А. Арсеньева, Е. А. Нечаева, П. И. Налетова, Н. П. Михно, П. М. Хренова, А. Д. Щеглова, Л. А. Козубовой, М. И. Розинова, Д. М. Шилина, Н. В. Струве, В. И. Сизых, И. Н. Фомина, В. А. Новикова и других.

Магматизм Становой области, включающей Становой хребет и хребет Джугджур, изучали К. И. Богданович, Д. С. Коржинский, Е. С. Бобин, Н. А. Раков, А. А. Леонтович, А. П. Лебедев, Н. В. Павлов, Ю. К. Дзевановский, Г. Т. Татаринов, В. Н. Мошкин, Е. П. Миронюк, Ю. П. Рассказов, А. Г. Кац, Г. Н. Шапошников, Н. С. Шпак, П. А. Сушков, В. А. Левченко, Ю. А. Альбов, В. Ф. Зубков, М. Н. Петрусевич, М. И. Казмин и другие.

К внешней части ТПП относятся Яно-Колымская и Чукотская складчатые системы, Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская складчатые области.

Наиболее ранние сведения о магматизме крайнего Северо-Востока нашей страны стали известны из работ К. И. Богдановича (1901).

Развернувшиеся в послереволюционный период работы по изысканию и освоению рудных богатств Востока и Северо-Востока дали мощный

толчок геологическим исследованиям, в том числе и изучению магматизма этой огромной территории, обладающей богатыми минерально-сырьевыми ресурсами. Важнейшее значение в этом направлении имели работы Ю. А. Билибина и его сотрудников, которые привели к открытию крупнейшей золоторудной провинции на территории Колымского края, а также положили начало изучению металлоносных интрузий. Это работы Е. Т. Шаталова, А. П. Васьковского, Б. Л. Флерова и многих других. Несколько позднее начались геологические работы и поиски рудных месторождений на Чукотском полуострове. Пионером в этих исследованиях был С. В. Обручев. Вслед за ним начали свои работы В. И. Серпухов, А. П. Никольский, М. И. Рабкин, Н. И. Тихомиров, А. В. Андрианов, позднее Н. И. Софронов, Б. Н. Ерофеев и многие другие. Эти работы привели к открытию оловянных и вольфрамовых месторождений, что вызвало интерес к изучению металлоносных интрузий. В частности, Н. И. Тихомировым [1939, 1941] было показано, что месторождения олова малосульфидного типа, так же как и кварцево-касситеритового, связаны с наиболее кислыми гранитоидами, а не с умеренно-кислыми, как это представлялось ранее. Позднее к такому же выводу пришли М. А. Фаворская [1955], И. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова [1955], М. Г. Руб [1956], С. Ф. Лугов [1962], работавшие в других районах северо-западной части ТПП.

Общие вопросы магматизма мезозоид Северо-Востока освещались в работах Е. Т. Шаталова, Е. К. Устиева, Г. Л. Падалки и других. Магматизму Яно-Колымской области посвящены труды О. С. Грачевой, И. Я. Некрасова, М. Л. Гельмана и других. Дайковые комплексы территории бассейна р. Колымы явились предметом исследований А. П. Васьковского и Ф. Р. Апельцина. Гранитоиды изучали Е. Т. Шаталов, В. А. Серебряков, С. Г. Котляр, А. Ф. Михайлов и другие. Магматические породы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса описаны в работах Ф. К. Рабинович, Е. К. Устиева, И. Е. Сперанской, Б. Ф. Белого, К. Н. Рудича, З. П. Потаповой и других. Вопросы абсолютной геохронологии магматических образований Северо-Востока освещались Л. В. Фирсовым и Н. И. Ненашевым. Многие авторы вопросы магматизма рассматривали в связи с обсуждением металлогении и тектоники мезозоид Северо-Востока (Л. А. Снятков, Д. С. Харкевич, К. Я. Спрингис, В. В. Еловских, Б. Л. Флеров, В. Т. Матвеенко и другие).

Монголо-Охотская складчатая область, куда входит Западное Приохотье, Приамурье и большая часть Забайкалья, является крупным фрагментом ТПП, далеко вдающимся в азиатский материк в западном направлении и обладающим многими общими с остальной внешней частью пояса закономерностями геологического развития.

Интенсивное проявление магматизма и тесная с ним связь разнообразной рудной минерализации на территории Забайкалья давно привлекали внимание к этому региону многочисленных исследователей. Одним из наиболее ранних исследователей геологии и магматизма Забайкалья следует назвать В. Н. Зверева (1915). Особо следует отметить труды Г. Л. Падалки и Ю. А. Билибина по общим вопросам магматизма и И. В. Лучицкого по вулканизму. Много внимания магматизму Западного Забайкалья, преимущественно интрузивному, уделил Ю. П. Деньгин. Многие частные вопросы магматизма Забайкалья рассмотрены в статьях И. А. Преображенского, И. Е. Сморчкова, М. Б. Бородаевской, Н. В. Шталь, Р. В. Лесняка, Е. В. Барабашева, В. П. Краснова, С. М. Синицы. Изучением металлоносных интрузий Забайкалья занимались И. Ф. Григорьев, Е. И. Доломанова, Н. И. Тихомиров, Ж. Н. Рудакова, Ю. В. Казицын, Г. В. Александров, В. В. Павлова, Е. Н. Панов, П. А. Строна, А. Д. Щеглов, М. И. Розинов и другие. Из сводных работ, посвященных магматизму всей территории Забайкалья, необходимо отметить монографию М. С. Нагибиной [1963] и работу

коллектива Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) «Интрузивные комплексы Забайкалья», под редакцией Н. И. Тихомирова [1964]. Большой фактический материал и обобщающие данные по магматизму Забайкалья содержатся также в томах «Геология СССР».

Разнообразные магматические породы Приохотья, Приамурья и Буреинского массива изучали, начиная с 30—40-х годов А. А. Леонтович, П. С. Бернштейн, Н. П. Саврасов, Г. Д. Афанасьев, В. В. Онихимовский, М. П. Материков, Г. П. Воларович, М. И. Иициксон, М. С. Нагибина, Т. Г. Татаринов, Б. И. Лови, Г. В. Иициксон, а в последние годы В. К. Путинцев, В. И. Сухов, Ф. Г. Федчин, П. Е. Бевзенко, В. К. Рябов и другие. Обобщающая сводка по магматизму всей территории Приамурья и сопредельных регионов в связи с металлоносностью дана в 1955 г. М. И. Иициксоном.

Большой материал по петрохимии Приамурья приведен в «Сборнике химических анализов...» [1964]. Обширный фактический материал и обобщения по магматизму Приамурья и сопредельных районов Хабаровского края даны в XIX томе «Геологии СССР».

Для Сихотэ-Алинской складчатой системы наиболее ранними работами послереволюционного периода, в той или иной степени осветившими магматизм, были работы А. И. Козлова (1924) и И. А. Преображенского (1927). Большое значение для изучения магматизма этого края имели работы Г. П. Воларовича (1935), положившего начало систематическому изучению магматизма Сихотэ-Алиня и впервые установившего возраст некоторых кислых эффузивов и гранитоидов. Его данные близки современным. В 1935 г. П. С. Бернштейном дана сравнительная характеристика интрузий Сихотэ-Алиня и охарактеризована их металлоносность. В 1944—1953 гг. опубликован ряд статей по магматизму Сихотэ-Алиня С. П. Соловьевым. Многолетние (1948—1956 гг.) исследования, проводившиеся М. Г. Руб в Юго-Западном Приморье, позволили ей расчленить домезозойские интрузии Приханкайского района и впервые обосновать существование позднепалеозойских гранитов (о. Русский и окрестности Владивостока).

С 1949 г. в процессе начавшейся планомерной геологической съемки Сихотэ-Алиня и сопутствовавших ей тематических работ изучением магматизма занимались Э. П. Изох, Л. М. Колмак, Г. И. Наговская, В. В. Русс, З. В. Сидоренко. Позднемезозойские интрузии делятся ими на ряд групп, соответствующих фазам интрузивной деятельности. Результаты работ этого коллектива отображены в монографии «Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня...» [1957], а также отчасти в обзоре геологического строения Н. А. Беляевского (1955).

Крупный вклад в изучение магматизма Сихотэ-Алиня в пятидесятые и последующие годы был сделан коллективом петрографов Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) (М. А. Фаворская, М. Г. Руб, Ф. К. Шипулин, В. А. Кигай, В. А. Баскина, И. Н. Томсон, В. П. Полохов, Г. К. Преображенская и другие). Итоги этих исследований получили отражение в ряде работ, в том числе и в монографии «Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района...» [1961], в составлении которой приняли участие также сотрудники ВСЕГЕИ — Г. М. Гапеева и Э. П. Изох.

В работах М. А. Фаворской [1956] дана схема последовательности и связи интрузивного и эффузивного магматизма и рассмотрены вопросы петрогенезиса, в особенности применительно к малым интрузиям и дайкам. Ею обоснована связь оловорудных и полиметаллических месторождений с липаритовыми магмами, обогащенными калием.

В целом Сихотэ-Алинь (в особенности южная его часть на территории Приморского края) является наиболее изученной магматической областью на востоке СССР.

Эффузивный магматизм Восточно-Азиатского вулканогенного пояса изучали Г. М. Гапеева, М. А. Фаворская, С. П. Соловьев, Г. М. Власов, Е. В. Быковская, Н. П. Саврасов, Е. Ф. Малеев, С. А. Салун, З. П. Потапова, В. Г Плахотник, М. А. Ахметьев, И. К. Никифорова, Ю. Н. Размахнин, А. И. Бурдэ, В. И. Чайников, И. З. Бурьянова, В. И. Сухов, М. И. Попкова, В. Г. Сахно, Б. И. Иванов, Ф. С. Лихт, С. С. Зимин, Б. Л. Залищак, И. М. Сперанская, В. Ф. Белый и другие.

На протяжении ряда лет (1963—1966 гг.) работы М. А. Фаворской, Г. М. Власова, И. К. Устиева, Э. П. Изоха, Е. В. Быковской, В. К. Ротмана, В. А. Баскиной, В. И. Чайникова и других были посвящены вопросам типизации вулканогенных зон и изменению состава вулканогенных формаций этих зон в зависимости от их структурного положения, а также связи эффузивных и интрузивных комплексов и их металлогенической специализации.

Общие закономерности размещения вулканогенных поясов и зон в пределах ТПП рассмотрены в работах В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова [1958], Е. К. Устиева [1959], М. И. Ициксона и Л. И. Красного (1959, 1962), а также в статье М. И. Ициксона, Л. И. Красного и В. Т. Матвеенко (1964)

Ко внутренней зоне ТПП относится о. Сахалин, п-ов Камчатка, *Корякское нагорье, Курильские острова.*

Магматизм Сахалина изучен недостаточно. Наиболее полно он освещен в работе В. М. Дервиз (1915) и Суити Ивао (1939), в основном *посвященных исключительно интересным щелочным породам острова.* В связи с тектонической историей развития Сахалина магматизм рассматривается в работах А. А. Капицы, С. Н. Алексейчика, Г. М. Власова, *И. Я.* Зытнера, *Ю. М.* Ковтуновича, В. П. Шилова и других.

Первые данные о магматизме Корякского нагорья приведены в работах П. И. Полевого и Б. Н. Елисеева, петрографические материалы которого были обработаны С. Б. Абрамсон. Позднее при планомерных геологических исследованиях Корякского нагорья магматизм его изучали сотрудники Северо-восточного геологического управления Г. Г. Кайгородцев, М. Н. Кожемяко, И. Е. Заединова, А. Ф. Михайлов, С. А. Мельникова, Н. М. Янчук. Систематические геологические работы геологов Научно-исследовательского института геологии Арктики позволили собрать большой фактический материал по магматизму центральной и восточной частей Корякского нагорья. Специальные петрографические работы вели Л. И. Аникеева, вопросы магматизма отражены в статьях Б. Х. Егиазарова, З. А. Закржевского и И. М. Русакова.

Первая сводка по магматизму п-ова Камчатка дана К. И. Богдановичем (1899). *Общий обзор магматизма полуострова в разное время был* дан А. Н. Заварицким, Д. С. Харкевичем, Г. М. Власовым, В. К. Ротманом. Четвертичный и современный вулканизм охарактеризован в трудах А. Н. Заварицкого, В. И. Влодавца, Б. И. Пийпа, Е. К. Мархинина, С. И. Набоко, А. А. Меняйлова, А. Е. Святловского и других. Особое значение имела работа А. Н. Заварицкого (1946), где впервые подчеркнута связь явлений вулканизма с глубинными падающими под материк разломами, фиксируемыми зонами глубокофокусных землетрясений.

Курильские острова до 1945 г. изучали японские геологи, но еще в XIX столетии эти острова посещали многие русские путешественники, и почти во всех описаниях Курильских островов имеются указания о вулканических извержениях и землетрясениях. Из японских геологов, изучавших магматизм Курильских островов, следует отметить Х. Танакадате, Н. Харада, Х. Миятаке. С 1945 г. началось планомерное изучение Курильских островов советскими геологами. В статье А. Н. Заварицкого (1946) указывалась важность изучения Курило-Камчатской дуги, где сочетаются активный вулканизм и сейсмичность. Советские вулканологи В. И. Влодавец (1946), Г. С. Горшков (1948—1960), А. Е. Святлов-

ский (1959) и другие опубликовали труды, посвященные вулканизму Курильских островов. Много нового материала по магматизму дала геологическая съемка островов (Ю. С. Желубовский, Г. П. Вергунов, А. Ф. Прялухина и другие). Этот материал использован в различных статьях и сводных работах Ю. С. Желубовского, Г. М. Власова и других. По Курило-Камчатской вулканической дуге имеется весьма обширная литература. Ряд обобщающих статей по магматизму приведен в трудах Второго всесоюзного вулканологического совещания 1964 г. Сжатый, но весьма содержательный обзор новейших данных по магматизму дан в «Геологии СССР».

Обобщающая сводка по петрохимии кайнозойской Курило-Камчатской провинции вышла под редакцией Э. Н. Эрлиха (1966). Гранитоиды Камчатки получили монографическое описание в работе К. В. Прохорова [1964].

Здесь названы только важнейшие работы, касающиеся магматизма отдельных более или менее крупных областей и районов северо-западной части ТПП. Магматизм всей территории Востока СССР в целом до настоящего времени специально не рассматривался и только в самом общем виде получил отражение при описании геологических проблем. Сюда относятся монографии по геологии и геотектонике ТПП, принадлежащие П. Н. Кропоткину и К. А. Шахварстовой (1964), Б. А. Петрушевскому [1964], а также статьи В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова [1958], Е. А. Радкевич (1963, 1964, 1965), М. И. Иициксона, В. С. Кормилицына, Л. И. Красного и В. Т. Матвеенко (1960), посвященные металлогении Востока СССР в целом. Первой попыткой такого обобщения, суммирующего данные о магматизме всей территории Притихоокеанской окраины СССР, явилась монография большого коллектива авторов: «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса» [1966]. В монографии впервые обобщен в сжатом виде материал по геологии, в том числе и магматизму всей территории.

ГЛАВА I

МАГМАТИЗМ ДРЕВНИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ, ПРИЛЕГАЮЩИХ К ТПП, И МАССИВОВ

СТАНОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Становая складчатая область представляет собой древнее складчатое обрамление Алданского щита, сформировавшееся на месте специфической геосинклинальной области архейско-раннепротерозойского возраста. Эта область состоит из Олекминской, Джугджуро-Становой и Маймаканской ветвей, взаимное расположение которых видно на схеме (рис. I-1).

Становая складчатая область характеризуется широким проявлением разновозрастного, особенно докембрийского и мезозойского, магматизма. Магматические и ультраметаморфические образования занимают здесь обширные территории. Обобщение обширного фактического материала, накопленного в последние годы, позволяет выделить среди магматических и ультраметаморфических образований Становой области ряд различных по составу комплексов архейского, протерозойского, палеозойского (?) и мезозойского возраста.

АРХЕЙ

Архейские магматические и ультраметаморфогенные образования Становой области изучены слабо. Тектонические условия их формирования во многом еще не ясны. В ряде случаев проявления архейского магматизма и ультраметаморфизма затушеваны более поздним, главным образом протерозойским, наложенным метаморфизмом и ультраметаморфизмом и выделяются с трудом. Имеющиеся данные позволяют разделить архейские магматические и ультраметаморфические образования на три комплекса.

Комплекс пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Магматическая деятельность в пределах Становой области началась с формирования покровов основных вулканитов, при метаморфизме которых образовались разнообразные пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Эти породы широко распространены и слагают преимущественно нижние и верхние части разреза джанинской серии в восточной части Становой области (бассейны рек Джаны, Богидэ, Лимну, Сахарбака) и курультинской серии на западе (бассейны рек Тимптона, Иенгры, Олекмы). Общая мощность этих частей серий более 5 *км*. Абсолютный возраст пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев (р. Иенгра, калий-аргоновый метод, коллекция Г. М. Друговой) по гиперстену 4520 млн. лет, по амфиболу из того же сланца — 2260 млн. лет. Предполагается, что такое расхождение цифр абсолютного возраста, определенных из одной и той же породы, связано с более быстрым «омоложением» амфиболов, чем пироксенов, обусловленное в данном случае повторным наложенным метаморфизмом этих образований в условиях низких ступеней амфиболитовой фации. Среди кристаллических слан-

цев выделяются гиперстен-плагиоклазовые, двупироксен-плагиоклазовые, амфибол-двупироксен-плагиоклазовые, диопсид-амфибол-плагиоклазовые.

По химичеескому составу (табл. I-1, рис. I-2) эти породы близки к диабазам и базальтам; отличаются от них несколько большим содержанием Na_2O в сумме щелочей, меньшей величиной отношения a/c и меньшим содержанием воды, которое можно объяснить высокой степенью метаморфизма. По-видимому, комплекс пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев является древней апобазальтовой (или апобазальт-граувакковой) формацией, метаморфизованной в условиях гранулитовой фации.

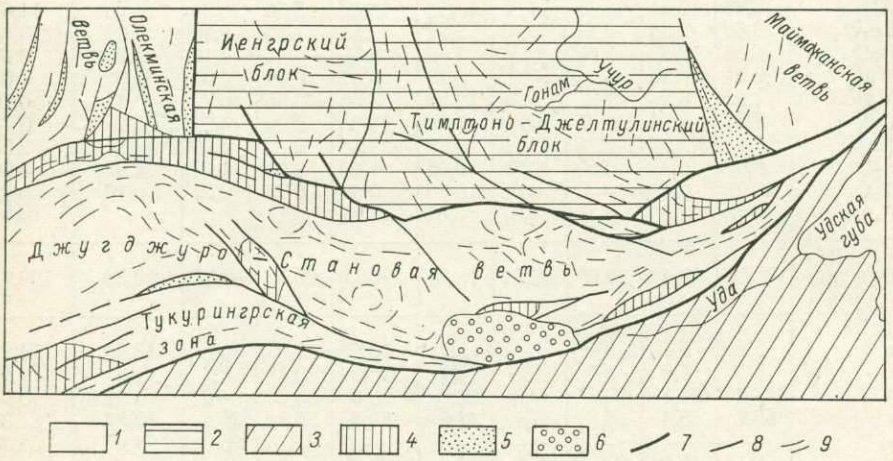


Рис. I-1. Схема тектонического строения Становой складчатой области.

1 — Становая складчатая область; *2* — Алданский щит; *3* — Монголо-Охотская складчатая область; *4* — археиды Становой складчатой области; *5* — наложенные прогибы среднепротерозойского возраста; *6* — Верхнезейская депрессия; *7* — Становой и Монголо-Охотский разломы; *8* — разломы; *9* — линии простирания структур.

Комплекс основных и ультраосновных пород представлен метагаббро, метагаббро-норитами, метапироксенитами, реже горнблендитами, амфиболитами и метадунитами, распространенными только среди пород курультинской и джанинской серий архейского возраста. Пространственно приурочен главным образом к толщам кристаллических сланцев основного состава. Породы этого комплекса образуют небольшие межпластовые, линзообразные согласные, реже секущие тела мощностью от 3 *м* до 2—4 *км*, протяженностью от 10 *км* до 20 *км*. Они распространены в бассейнах рек Лимну, Джангина, Джаны, Чульмана, Иенгры и Тимптона. Всюду породы этого комплекса дислоцированы и метаморфизованы совместно с вмещающими их архейскими суперкрустальными образованиями. Радиологический возраст ультраосновных и основных пород, определенный калий-аргоновым методом по форстериту и флогопиту из флогопит-форстеритового ортосланца на р. Малый Чульман и равный соответственно 2470 и 1810 млн. лет, по-видимому, отражает возраст повторно наложенного метаморфизма.

По химическому (табл. I-1, рис. I-2) и минеральному составу, а также положению в общей истории геологического развития региона описываемый комплекс можно отнести к древней дунит-габбровой формации.

Комплекс гранитоидов ультраметаморфогенного генезиса. Следующим по возрасту является синорогенный комплекс архейских гранитоидов, в состав которого входят биотитовые, гиперстеновые, амфиболовые и диопсидовые граниты, биотитовые плагиограниты, реже пироксен-биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиориты. Эти

Таблица I-1

Химический состав и числовая характеристика архейских образований

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	Комплекс пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев				Комплекс основных и ультраосновных пород				Комплекс гранитоидов ультраметаморфогенного генезиса	
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	54,87	46,50	48,51	47,87	45,64	49,00	39,98	70,75	72,28	74,38
TiO_2	0,94	2,22	1,09	1,58	0,43	1,04	0,50	0,15	0,165	0,07
Al_2O_3	18,88	12,61	15,31	13,68	18,12	16,52	5,86	16,30	14,26	14,07
Fe_2O_3	2,60	5,38	4,39	5,63	3,22	3,53	1,13	0,96	1,08	0,85
FeO	6,06	13,68	7,93	9,37	7,79	6,76	4,31	1,13	1,22	0,67
MnO	0,01	0,30	0,27	0,22	0,18	0,07	0,46	0,02	0,02	0,02
MgO	4,93	5,55	7,32	5,91	12,07	5,80	40,66	0,72	0,45	0,16
CaO	7,63	9,28	11,36	10,82	11,36	10,0	0,10	3,91	1,7	0,78
Na_2O	3,66	2,27	2,70	2,29	0,27	3,85	0,32	4,00	3,5	2,59
K_2O	0,08	0,21	0,50	0,70	0,06	1,32	3,01	1,24	4,5	6,19
H_2O	0,25	0,08	—	0,06	0,13	0,02	0,23	0,21	0,19	0,06
П.п.п.	0,68	1,5	0,30	1,37	0,38	1,20	3,11	0,52	—	0,37
Сумма	100,58	99,58	99,68	99,50	99,65	99,11	99,67	99,91	99,36	100,21
a	8,5	5,4	6,6	6,1	0,7	10,5	3,9	10,6	13,34	14,2
c	8,1	5,9	6,9	6,3	12,1	6,0	0,1	4,7	2,0	0,9
b	18,2	33,3	30,7	30,9	33,6	26,0	60,2	4,6	3,31	3,6
s	65,2	55,4	55,8	57,1	53,6	57,5	35,8	80,1	80,7	81,3
a'	—	—	—	—	—	—	3,3	35,3	28,0	58,3
c'	8,1	16,8	22,4	23,3	6,2	24,6	—	—	—	—
f'	45,0	54,8	37,6	44,6	31,6	37,1	7,2	39,7	55,4	34,5
m'	46,9	28,4	40,0	33,0	62,2	38,3	89,5	25,0	22,4	7,2
n	89,9	94,9	89,7	84,0	80,0	82,0	13,5	83,0	53,8	38,8
t	1,19	3,5	1,7	2,45	0,6	1,6	0,9	0,1	0,166	0,08
φ	12,4	14,01	12,4	13,6	8,3	11,7	1,2	17,6	26,3	18,1
a/c	1,05	0,9	0,9	0,9	0,05	1,75	39,0	2,2	6,66	15,17
Q	0,53	—5,9	—8,5	—4,7	—6,3	—12,0	—36,3	34,3	30,57	33,3

* Номер анализа: 1 — гиперстен-плагиоклазовый кристаллический сланец, р. Богидэ, обр. 538, колл. И. Н. Дагелайской, 1962 г.; 2 — двупироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец, р. Богидэ, обр. 71а, колл. В. Н. Мошкина, 1962 г.; 3 — амфибол-двупироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец, р. Богидэ, обр. 56б, колл. В. Н. Мошкина, 1962 г.; 4 — *амфиболит*, р. Олекма, обр. 519-ж, колл. И. Н. Дагелайской, 1964 г.; 5 — габбро-нориты (среднее из 2 анализов), колл. В. Н. Мошкина, 1959 г.; 6 — метагаббро диафторированное, р. М. Чульман, обр. 1627, колл. А. Н. Неелова, 1965 г.; 7 — флогопит-форстеритовый ортосланец, р. М. Чульман, обр. 1197 б, колл. А. Н. Неелова, 1965 г.; 8 — гранит, басс. р. Калар, обр. 137, колл. В. С. Федоровского, 1964 г.; 9 — плагиогранит, р. Нюкжа, обр. 97ж, колл. В. Н. Мошкина, 1964 г.; 10 — микроклиновый гранит, р. Олекма, обр. 519з, колл. И. Н. Дагелайской, 1964 г.

гранитоиды распространены повсеместно среди архейских образований *курультинской и джанинской серий Становой складчатой области*, образуют согласные пластовые тела и инъекционные жилы протяженностью от *нескольких метров до 2—4 км*. Реже *ими сложены небольшие массивы* (бассейн р. Калар) площадью около 150—200 *км*^{2}. Гранитоидные тела обычно имеют расплывчатые очертания, благодаря постепенным переходам во вмещающие породы, содержат реликты гранитизированных гнейсов и кристаллических сланцев. Архейский возраст комплекса определяется на основании приуроченности его только к толщам архейских пород. Образование их связывается с процессами глубинной гранитизации вмещающих толщ.

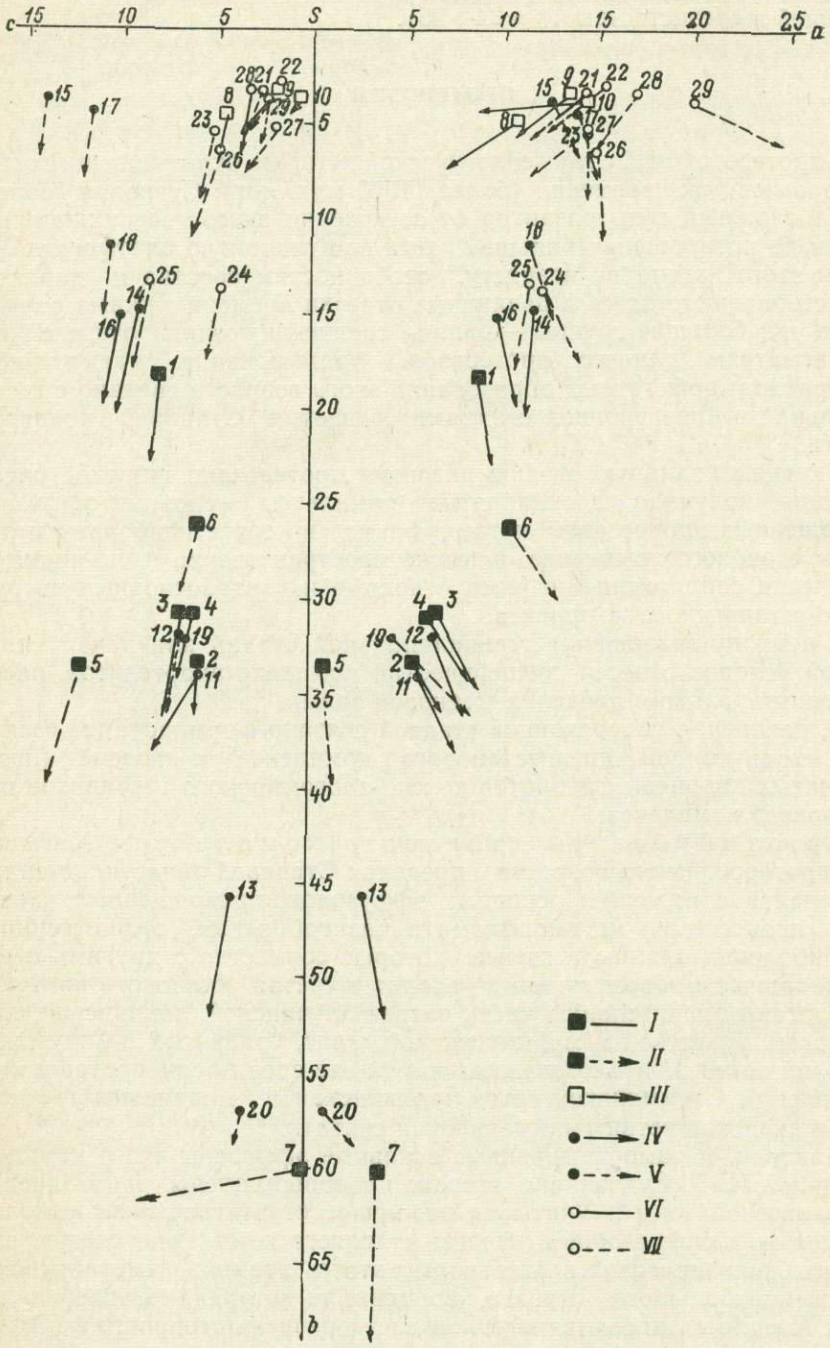


Рис. I-2. Петрохимическая диаграмма архейских (*I-III*) и нижнепротерозойских (*IV-VII*) магматических пород Становой складчатой области.

Комплексы: I — пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев; *II* — основных и ультраосновных пород; *III* — гранитоидов ультраметаморфогенного генезиса; *IV* — становой и майско-джанинский основных и ультраосновных пород; *V* — древнеджугджурских анортозитов; *VI* — древнестановых гранитоидов; *VII* — токско-алгоминских и позднестановых гранитоидов.

В целом гранитоиды комплекса по химизму (табл. I-1, рис. I-2) близки к среднему составу докембрийского гранита по Дэли; отличаются от него более сильной пересыщенностью глиноземом ($a'=28\div58$) и меньшей железистостью ($f'=34\div55$).

ПРОТЕРОЗОЙ

В протерозойский этап геологической истории, охватывающий огромный промежуток времени (более 1500 млн. лет), Становая область прошла сложный путь развития от заложения здесь геосинклинальной области до превращения большей части ее в типичную платформу. Магматизм этого этапа по возрасту, особенностям состава и характеру господствовавшего здесь в различные отрезки времени режима разделяется на три большие группы — ранне-, средне- и позднепротерозойскую.

Магматизм раннего протерозоя. Формирование магматических и ультраметаморфогенных образований этого возраста связано с геосинклинальной и инверсионной стадиями развития Становой подвижной области.

В гесинклинальную стадию развития протерозоид широкое распространение получили доскладчатые комплексы основных эффузивов, превращенных процессами метаморфизма в ортоамфиболиты и ортосланцы станового комплекса, а также пространственно и, по-видимому, генетически сопряженные с ними основные и ультраосновные интрузии майско-джанинского комплекса.

К периоду завершения гесинклинальной стадии или началу инверсионной условно отнесен специфический комплекс анортозитов, распространенный только в пределах Становой зоны.

И, наконец, с инверсионной стадией связано формирование доскладчатых гранитоидов древнестанового комплекса и позднe- (пост-?) складчатых кварцевых диоритов токско-алогоминского и гранитов позднестанового комплекса.

Ортоамфиболиты станового комплекса. Магматизм раннепротерозойского возраста в пределах Становой области, по-видимому, начался с излияния основных эффузивов, превращенных впоследствии процессами метаморфизма в разнообразные ортоамфиболиты и амфиболовые сланцы и гнейсы, которые совместно с другими стратифицированными образованиями входят в состав станового комплекса. Они слагают значительную часть разреза лучинской, лавлинской, джагдалинской, урюмской и мульмугинской свит, развитых в Джугджуро-Становой ветви. Широко развиты они также среди раннепротерозойских образований Олекминской ветви (хойкинская и мордженская свиты) и Маймаканской ветви (маймаканская свита).

Наконец, метаморфизованные основные эффузивы этого комплекса, по данным Н. Г. Судовикова, широко распространены и в пределах Тукурингрской зоны *. Учитывая различное стратиграфическое положение всех этих свит в общем разрезе станового комплекса, следует полагать, что вулканическая деятельность этого времени имела место на протяжении большого отрезка времени, то затухая, то возобновляясь вновь. Мощность аповулканогенной части разреза станового комплекса, по-видимому, превышает несколько километров.

По химическому составу (табл. I-2, рис. I-2) данная группа пород близка к диабазам и оливиновым диабазам по Дэли; отличается несколько пониженным содержанием щелочей, большей меланократовостью и большим относительным содержанием калия в сумме щелочей.

---

* По мнению Ю. П. Рассказова, эти образования Тукурингрской зоны моложе станового комплекса.

Химический состав и числовая характеристика *раннепротерозойских основных и ультраосновных пород*

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	Становой комплекс	Майско-Джанинский комплекс			Древнеджугджурский комплекс					
	11*	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	46,77	45,84	45,22	52,74	53,87	53,16	55,60	53,53	50,54	30,27
TiO_2	1,76	1,72	0,63	0,50	0,09	0,58	0,16	0,29	0,33	4,36
Al_2O_3	13,14	14,89	9,08	21,40	26,80	21,15	24,66	22,33	13,55	5,32
Fe_2O_3	4,21	4,56	5,54	2,38	0,75	2,20	1,20	2,89	2,00	12,71
FeO	10,25	8,60	7,37	3,52	1,24	4,42	1,39	3,12	7,22	27,92
MnO	0,25	0,18	0,15	0,09	0,02	0,09	0,03	0,07	0,10	0,68
MgO	8,22	7,84	19,22	4,56	0,57	4,02	0,79	2,29	7,57	5,62
CaO	10,57	10,09	8,35	7,04	10,55	8,93	8,77	8,94	14,82	9,76
Na_2O	1,72	2,44	1,30	4,12	4,59	3,63	4,83	4,35	1,75	0,55
K_2O	1,46	0,74	0,26	1,27	0,73	0,83	1,33	0,65	0,48	0,24
H_2O	0,17	0,14	0,03	0,16	0,11	0,21	0,10	0,13	0,17	0,23
П.п.п.	1,44	1,35	2,38	2,3	0,43	0,68	0,97	1,24	1,68	2,05
H_2O^-	—	0,46	0,08	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,86	98,85	99,61	100,08	99,75	99,90	99,83	99,83	100,21	99,71
a	5,8	6,4	3,0	11,7	12,5	9,7	13,8	11,4	4,5	1,1
c	5,7	6,9	4,0	9,1	14,1	10,2	11,5	10,6	6,6	3,3
b	34,1	31,8	45,6	14,8	3,6	15,1	4,3	11,4	32,1	57,0
s	54,4	54,9	47,4	64,4	69,8	65,0	70,4	66,6	56,8	38,6
a'	—	—	—	4,9	—	—	—	—	—	—
c'	20,5	17,6	11,3	—	12,8	8,7	8,6	11,0	34,4	15,9
f'	39,2	39,8	23,6	39,4	57,4	43,4	56,9	52,0	26,2	67,6
m'	40,3	42,6	65,1	55,7	29,8	47,9	34,5	37,0	39,4	16,5
n	62,7	84,7	87,7	82,5	91,3	86,5	84,7	90,8	85,0	81,9
t	2,8	2,7	1,06	0,6	0,11	0,7	0,2	0,4	0,5	10,0
φ	10,3	12,7	9,3	14,7	21,3	13,5	24,2	23,4	5,0	19,1
a/c	1,01	0,92	0,7	1,2	0,88	0,9	1,2	1,07	0,6	0,3
Q	—8,5	—9,9	—15,2	—3,7	0,5	0,4	1,7	—0,2	—2,0	—28,3

* Номер анализа: 11 — амфиболиты (среднее из 5 анализов); 12 — амфиболовые габбро и габбро-амфиболиты (среднее из 17 анализов); 13 — измененные пироксениты, горнблендиты и перидотиты (среднее из 7 анализов); 14 — пегматоидные амфиболовые габбро (среднее из 4 анализов); 15 — лабрадориты (среднее из 5 анализов); 16 — габбро-лабрадориты и лейкократовые габбро (среднее из 11 анализов); 17 — андезиниты (среднее из 11 анализов); 18 — габбро-андезиниты и лейкократовые габбро (среднее из 8 анализов); 19 — габбро-норит, хр. Джугджур, обр. 49б, колл. А. А. Леонтовича, И. А. Ракова (1939 г.); 20 — рудные пироксениты и габбро-пироксениты (среднее из 5 анализов).

Майско-джанинский комплекс габбро-амфиболитов, габбро-диоритов, амфиболовых габбро, горнблендитов, пироксенитов и реже перидотитов образует в пределах Становой складчатой области конкордантные массивы и целый ряд пластовых и секущих тел общей площадью около 7500—8000 *км*^{2}.

Преимущественным распространением породы комплекса пользуются в восточной и центральной частях Джугджуро-Становой ветви (бассейны рек Джаны, Маи-Половинной, Удыхына, Тока, Брянты). Здесь они концентрируются в пределах нескольких зон субширотного простирания. *В других районах они встречаются редко в виде небольших разрозненных* секущих и пластовых тел. Майско-Джанинский комплекс впервые выде-

лен и описан В. Н. Мошкиным в 1959 г. Работы по изучению этого комплекса в бассейне р. Джаны были проведены Л. М. Колмаком и И. Н. Дагелайской в 1961—1962 гг. Возраст пород майско-джанинского комплекса считается раннепротерозойским на основании того, что породы комплекса прорывают архейские и раннепротерозойские гнейсы, мраморы и кальцифиры, а также совместно с ними дислоцированы и метаморфизованы в амфиболитовой фации. Сами же породы комплекса подверглись анортозитизации, гранитизации, а также инъецированы древнестановыми гранитоидами.

Строение зон габброидов довольно сложное. В их пределах располагается большое количество мелких конкордантных массивов и пластовых тел габброидов, разделенных пачками и иногда тектоническими блоками нижнепротерозойских и архейских гнейсов, мраморов и кристаллических сланцев, которые в виде согласных ксенолитов встречаются и внутри тел габбро. Размеры массивов обычно не превышают нескольких десятков, реже до сотни, квадратных километров. Мощность пластовых тел достигает нескольких сотен метров.

Большинство габброидных тел характеризуется значительной неоднородностью. В составе тел габбро-амфиболитов встречаются рудные габбро, слагающие в ряде мест (реки Джана, Ток и Сивакан) значительные участки, а также пегматоидные габбро.

Минеральный состав амфиболовых габбро, габбро-амфиболитов и габбро-диоритов определяется различными количественными соотношениями плагиоклаза (андезин-лабрадора) и обыкновенной роговой обманки, представленной двумя разновидностями: зеленовато-бурой, по-видимому, первичной с железистостью 65—70% и зеленой с железистостью 40—65%, замещающей первую.

Породы майско-джанинского комплекса метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, а также интенсивно мигматизированы гранитоидами древнестанового комплекса.

Сравнение средних химических составов (табл. I-2, рис. I-2) пород комплекса показывает, что группа основных пород по химизму соответствует химическому составу габбро по Дели, отличается только пониженной щелочностью ($a=6{,}4$) при значительном преобладании Na над K ($n=84$). Средний химический состав ультраосновных разновидностей пород близок к составу горнблендита по Дели, отличается меньшей щелочностью ($a=3{,}0$) и значительно большей магнезиальностью. Средний химический состав группы пегматоидных амфиболовых габбро близок по составу к диориту по Дели, отличается большим содержанием извести в полевошпатовой части ($c=9$), слабой пересыщенностью глиноземом ($a'=4{,}9$) и значительно большей магнезиальностью.

Породы комплекса, отвечающие по составу габбро-диабазовой формации, сформировались до главной фазы раннепротерозойской (становой) складчатости. Вместе с описанными выше метаморфизованными эффузивами станового комплекса они являются характерными магматическими образованиями собственно геосинклинальной стадии раннепротерозойского этапа развития Становой складчатой области. Металлогеническое значение этих пород определяется приуроченностью к ним проявлений титана и железа тремолит-асбеста и талька.

Древнеджугджурский комплекс анортозитов. В пределах Становой складчатой области располагается несколько крупнейших в СССР анортозитовых массивов общей площадью до 10 000 км^2 и ряд мелких тел анортозитов. Изучение анортозитов, начатое работами Е. С. Бобина в 1933 г. в западной части хр. Станового и А. А. Леонтовича и Н. А. Ракова в 1939 г. в восточной части хр. Джугджур, продолжалось в последующие годы А. П. Лебедевым, Г. Т. Татариновым, Г. Н. Баженовой, В. Н. Мошкиным и другими. Анортозитовые массивы в пределах Становой складчатой области распределены неравномерно.

Наиболее крупные из них тяготеют к местам ответвления от нее Олекминской ветви на западе (массивы Имангакитский и Арбагасский) и Маймаканской ветви на востоке (массивы Главный и Лавлинский). Все анортозитовые массивы локализуются в зонах Станового и Джанинского разломов, слагая в их пределах вместе с глубокометаморфизованными (в гранулитовой, реже амфиболитовой фациях) архейскими и раннепротерозойскими породами приподнятые блоки земной коры. Простирание этих разломов и совпадающее с ними простирание длинных осей анортозитовых массивов согласны с направлением основных структур Джугджуро-Становой ветви складчатой области. Контакты анортозитов с вмещающими их более древними метаморфическими породами (наблюдаются сравнительно редко) обычно согласные. В метаморфических породах *в зоне контакта широко проявлены процессы анортозитизации*, обусловливающие постепенный, нерезкий переход между этими образованиями. Участки анортозитизации архейских и раннепротерозойских пород наблюдаются и далеко от контактов с анортозитовыми массивами; концентрируются нередко в протяженные цепочки, также приуроченные к вышеуказанным зонам разломов.

Возраст древнеджугджурского комплекса большинством исследователей считается раннепротерозойским, так как он моложе архейских пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и раннепротерозойских габброидов майско-джанинского комплекса и прорывается раннепротерозойскими древнестановыми гранитами. Абсолютный возраст анортозитов, определенный по апатиту свинцовым методом, равен 2250±150 *млн. лет.*

Анортозитовые массивы имеют сложное и неоднородное внутреннее строение, что обусловлено неравномерным распределением слагающих эти массивы различных групп пород. Резко преобладающей в количественном отношении является группа существенно плагиоклазовых пород — серых и темно-серых лабрадоритов и розовато-серых и белых андезинитов (анхимономинеральных, пироксен- и амфиболсодержащих), приуроченных в основном к центральным частям массивов. Среди них в явно подчиненном количестве содержатся разнообразные по форме шлиры габбро-лабрадоритов и габбро-андезинитов, с нерезкими, расплывчатыми границами и постепенными переходами к лабрадоритам и андезинитам. Основные и ультраосновные породы — габбро, нориты и *пироксениты — имеют незначительное распространение, слагают* центральные части «шлиров» или образуют небольшие самостоятельные тела, пересекаемые маломощными жилообразными телами анортозитов.

Рудные габбро и пироксениты образуют тела мощностью до 150 *м,* с которыми связаны месторождения титана и железа. Кроме того, внутри анортозитовых тел нередко встречаются реликты в той или иной степени анортозитизированных архейских пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, амфиболитов, габброидов, гнейсов, ориентированные обычно согласно с вмещающими массивы метаморфическими комплексами. По сравнению со средним составом анортозитов по Дэли, анортозиты древнеджугджурского комплекса характеризуются (табл. I-2, рис. I-2) несколько большим содержанием кремнезема, большей щелочностью и железистостью. В то же время они содержат меньше алюминия и меньше полевошпатовой извести. Все это свидетельствует об их более кислом составе. Химический состав габбро-норита древнеджугджурского комплекса по сравнению с составом норита по Дэли характеризуется меньшей щелочностью и значительно меньшей магнезиальностью.

О генезисе анортозитов существует несколько точек зрения. Часть исследователей считает, что анортозиты являются дифференциатами основной магмы. А. П. Лебедев и Г. Т. Татаринов рассматривают их как образования, возникшие из плагиоклазитового расплава, образовавшегося при ассимиляции известково-глинистых пород на глубине кислой

магмой. Работы В. Н. Мошкина и И. Н. Дагелайской по изучению анортозитовых массивов в пределах Становой складчатой области показали, что в генезисе анортозитов крупнейшую роль играют процессы метасоматоза и, возможно, палингенеза.

Древнестановой комплекс гранитоидов. Широким распространением в пределах Становой складчатой области пользуются гранитоиды, образующие крупные, до 1500 $км^2$, согласные мигма-плутоны, приуроченные к ядрам синклинальных и антиклинальных складок, а также многочисленные пластовые и реже секущие тела среди пород комплекса.

Впервые комплекс был выделен Д. С. Коржинским в западной части Станового хребта. Позднее эти породы установлены и в других частях Становой складчатой области. Так, крупные массивы древнестановых гранитоидов распространены в пределах хр. Джугджур (верховья рек Киран, Немуй, Нагим), в восточной и центральной частях Станового хребта (междуречье Маи-Половинной и Джаны, бассейн р. Удыхына, Сивакан-Токское междуречье, бассейн р. Брянты) и в западной части Становика (бассейн рек Гилюя, Олекмы), крупные массивы известны в бассейне рек Маймакана и Батомги.

Возраст пород комплекса определяется тем, что они инъецируют и прорывают нижепротерозойские гнейсы станового комплекса, габброиды майско-джанинского и анортозиты древнеджугджурского комплексов и подвергаются рассланцеванию и кремне-калиевому метасоматозу, связанному с зоной разломов, возникших в уже консолидированной Становой складчатой области в конце раннего протерозоя или в среднем протерозое.

В пределах Маймаканской зоны эти гранитоиды с резким угловым несогласием перекрыты среднепротерозойскими отложениями элгетэйской и топориканской свит.

Максимальные значения абсолютного возраста древнестановых гранитоидов, определенные в лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия, достигают 2200 млн. лет, что подтверждает раннепротерозойский возраст этих пород. Древнестановые гранитоиды Маймаканской ветви имеют абсолютный возраст 1906, 1990—2100±210, 2240±220 млн. лет (данные А. Л. Ставцева). Однако имеется большое количество более молодых значений абсолютного возраста, колеблющихся в пределах от 1900 до 100 млн. лет. По-видимому, эти значения фиксируют различные рубежи наложенных процессов, проходивших под влиянием более поздних тектонических движений и магматизма. Важной особенностью древнестановых гранитоидов является их пространственная и структурная связь с нижнепротерозойскими гнейсами станового комплекса.

Большая часть тел древнестановых гранитоидов, особенно крупных, характеризуется весьма неоднородным строением, выражающимся в частом и иногда резком изменении слагающих их пород по структуре (от мелко- до крупнозернистых), текстуре (от полосчатых до массивных) составу (от лейкократовых до мезократовых) и т. п. Внутри тел встречаются мощные пачки и отдельные горизонты гнейсов и мигматитов. Залегание этих гнейсов в большинстве случаев не нарушено при формировании гранитоидов, на это указывает полное их согласие со структурами окружающих стратифицированных толщ. Гнейсовидность гранитоидов также всегда параллельна полосчатости заключенных внутри них гнейсов.

Реже отмечаются крупные конкордантные массивы гранитоидов, характеризующиеся более однородным строением, четкими границами с вмещающими породами, значительно меньшим количеством реликтов вмещающих пород, преобладанием в составе массивов гранитов с гипидиоморфнозернистыми и неяснопорфировидными структурами. Такие

массивы встречены в бассейнах рек Тынды, Гилюя, Тока и в других районах.

В составе древнестанового комплекса преобладают разнообразные плагиограниты (биотитовые, роговообманково-биотитовые, реже эпидотовые и двуслюдяные), в меньшей степени биотитовые, биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты. Структура пород гранобластовая, гетеробластовая, реже гипидиоморфнозернистая, гранитовая.

Таблица I-3

Химический состав и числовая характеристика раннепротерозойских гранитоидных пород

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	Древнестановой комплекс			Токско-алгоминский комплекс			Позднестановой комплекс		
	21*	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO_2	71,06	71,43	64,81	58,84	55,65	63,02	70,78	68,26	64,40
TiO_2	0,14	0,15	0,41	0,73	0,79	0,67	0,20	0,26	0,06
Al_2O_3	16,01	15,45	18,22	16,04	20,19	18,22	15,36	18,18	18,61
Fe_2O_3	0,61	0,71	0,79	1,83	1,45	0,27	1,15	0,76	1,23
FeO	1,10	0,87	2,61	3,93	4,73	3,12	1,27	0,61	0,25
MnO	0,03	0,04	0,05	0,33	0,08	0,08	0,10	0,02	0,02
MgO	0,52	0,42	1,14	2,97	3,44	1,73	0,94	0,62	0,47
CaO	2,46	1,60	4,21	6,20	6,59	4,15	1,77	2,62	3,56
Na_2O	5,09	4,26	5,27	4,39	3,73	4,89	3,92	6,90	3,87
K_2O	2,33	4,31	1,68	1,44	1,08	2,50	4,21	1,43	7,87
H_2O	0,14	0,06	0,24	0,23	0,15	—	0,10	0,09	0,15
П.п.п.	0,36	0,31	0,44	0,81	0,34	0,66	0,40	0,41	—
H_2O^-	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—
Сумма	99,85	99,61	99,87	97,81	98,22	99,31	100,20	100,16	100,49
a	14,2	15,4	14,3	12,0	10,4	14,8	14,3	17,0	20,0
c	2,9	1,9	5,2	4,9	8,6	5,0	2,0	3,3	2,5
b	3,3	2,9	5,3	13,6	13,1	6,4	5,2	3,2	3,8
s	79,6	78,8	75,2	69,5	67,7	73,8	78,5	76,5	73,7
a'	28,6	31,9	—	—	8,6	—	30,4	26,7	—
c'	—	—	—	20,7	—	2,2	—	—	48,2
f'	47,0	45,5	64,5	41,5	45,7	52,3	41,8	40,0	32,1
m'	24,4	22,6	35,5	37,8	45,7	45,5	27,8	33,3	19,7
n	77,3	60,0	82,5	82,5	83,4	74,6	58,3	88,1	42,0
t	0,08	0,08	0,4	0,9	1,08	0,8	0,2	0,3	0,1
φ	16,4	18,2	13,1	11,4	9,8	4,3	17,7	22,2	25,0
a/c	4,9	8,1	2,7	2,4	1,2	2,9	7,1	5,1	8,0
Q	27,9	25,9	16,6	9,6	6,0	13,0	26,7	16,9	4,9

* Номер анализа: 21 — плагиограниты (среднее из 9 анализов); 22 — граниты (среднее из 8 анализов); 23 — гранодиориты (среднее из 4 анализов); 24 — кварцевые диориты (среднее из 9 анализов); 25 — диориты (среднее из 2 анализов); 26 — гранодиориты (среднее из 2 анализов); 27 — граниты (среднее из 6 анализов); 28 — плагиограниты (среднее из 2 анализов); 29 — граносиенит, р. Олекма, обр. 17, колл. В. Н. Мошкина, 1964 г.

Средний химический состав древнестановых гранитоидов (табл. I-3, рис. I-2) в общем соответствует средним составам декембрийского гранита и гранодиорита по Дэли, отличается от них повышенной щелочностью ($a=14\div15$) при преобладании Na над K ($n=60\div82$), большей лейкократовостью (лейкократовая часть составляет 79—86% породы).

Кроме того, граниты и плагиограниты характеризуются значительной пересыщенностью глиноземом ($a'=28\div31$) и большим преобладанием Fe над Mg в цветной части ($f':m'=1{,}9\div2{,}0$).

Металлогеническое значение древнестанового комплекса определяется связью с ним мусковитовых и редкоземельных пегматитов. Полное структурное единство древнестановых гранитоидов и стратифицированных раннепротерозойских образований дает возможность считать, что гранитоиды образовались в период главного этапа раннепротерозойской складчатости в процессе глубинной гранитизации главным образом метаморфических пород станового комплекса, а также частично путем кристаллизации перемещенного в процессе складчатости подвижного гранитного материала, возникшего при ультраметаморфизме нижнепротерозойских и архейских пород.

Токско-алгоминский комплекс кварцевых диоритов, диоритов и гранодиоритов является более поздним по времени образования, чем древнестановой. Породы этого комплекса в пределах Становой складчатой области образуют несколько крупных (до 700—1500 $км^2$) в целом конкординатных массивов и ряд мелких согласных и секущих тел среди докембрийских метаморфических пород. Крупные массивы, приуроченные преимущественно к ядрам синклинальных складок первого порядка, отмечаются в медуречье Тока — Алгомы, в бассейне р. Сивакана, в междуречье Зеи — Купури, в низовьях р. Гилюя, на правобережье р. Учура, в междуречье Батомги и Челасина, в бассейне р. Олекмы и других местах. Токско-алгоминский комплекс, выделенный В. Н. Мошкиным в 1960 г. в междуречье Тока — Алгомы, изучали многие.

Соотношение пород комплекса с другими породами, по данным П. С. Сушкова, Ю. Б. Казмина и Г. Ю. Лагздиной, показывает, что породы прорывают уже мигматизированные древнестановыми гранитами нижнепротерозойские гнейсы и содержат их в виде ксенолитов. Сами же они, по данным Г. Ю. Лагздиной, прорваны микроклиновыми гранитами нижнепротерозойского возраста. На этом основании возраст комплекса считается нижнепротерозойским.

По строению массивы пород токско-алгоминского комплекса имеют сходство с древнестановыми, отличаются несколько большей однородностью строения. Преобладают в составе комплекса кварцевые диориты, а диориты и гранодиориты содержатся в резко подчиненном количестве.

Средние химические составы пород кварцевых диоритов, диоритов и гранодиоритов (табл. I-3, рис. I-2) несколько отличаются от составов соответствующих пород по Р. Дэли, повышенным содержанием щелочей ($a=10{,}4\div14{,}8$) при более значительном преобладании Na над K ($n=74\div83$), повышенным содержанием полевошпатовой извести ($c=5{,}0\div8{,}6$) в диоритах и гранодиоритах и несколько большей лейкократовостью ($b=4\div13$).

Генезис пород токско-алгоминского комплекса близок к комплексу древнестановых гранитоидов, однако большую роль в их генезисе имеют процессы реоморфизма. Породы этого комплекса отнесены нами к позднескладчатым (частично и постскладчатым) плутоническим образованиям, завершающим инверсионный этап раннепротерозойского тектоно-магматического цикла.

По-видимому, одновременно с токско-алгоминским комплексом сформировался комплекс позднестановых гранитоидов, образующих в западной части Становой складчатой области несколько крупных (до 350 $км^2$) массивов. Впервые выделенные Г. Н. Баженовой и А. Г. Кацем тела позднестановых гранитоидов изучали Г. Б. Гиммельфарб, И. С. Седова (1965), Ю. С. Скатынский и другие исследователи. Массивы позднестановых гранитоидов наблюдались в среднем течении р. Олекмы (Олекмо-Нюкжинский), в верхнем течении р. Тимптона (Неречинский), в бассейне р. Чильчи (Чубачинский) и ряд массивов

в бассейне р. Гилюя. Нередко крупные тела этих гранитоидов тяготеют к центральным частям крупных синклинальных складок.

Возраст позднестановых гранитоидов считается большинством исследователей раннепротерозойским, на том основании, что они мигматизируют и часто секут нижнепротерозойские породы станового комплекса и древнестановые гранитоиды. С архейскими гнейсами и кристаллическими сланцами контакты их часто тектонические или резкие секущие. Абсолютный возраст, определенный для гранитоидов Чубачинского массива, по данным А. Г. Каца, 1900±100 млн. лет. Непосредственных соотношений гранитов этого комплекса с токско-алгоминскими кварцевыми диоритами не наблюдается.

Строение описываемых массивов гранитоидов имеет ряд общих черт с массивами древнестанового и токско-алгоминского комплексов. Для них также характерна некоторая неоднородность строения, что обусловлено наличием в приконтактовых частях массивов многочисленных реликтовых полос и ксенолитов гнейсов, ориентированных иногда согласно с гнейсовидностью вмещающих пород. В краевых частях массивы обычно имеют гнейсовые текстуры, сменяющиеся в центральных частях массивными. Контакты тел гранитоидов с гнейсами нередко с постепенными переходами через зоны мигматизации. Однако в целом их тела характеризуются большей однородностью, чем древнестановые гранитоиды, более частыми секущими контактами с гнейсами и древнестановыми гранитами, наличием разноориентированных ксенолитов и эруптивных брекчий в контактах массивов. По отношению к протерозойским структурам крупные массивы обладают частично согласными контактами и являются более поздними образованиями по отношению к главной фазе протерозойской складчатости.

По составу и положению гранитоиды обнаруживают тесную связь с вмещающими их породами станового комплекса, что указывает на образование гранитов в процессе ультраметаморфизма и гранитизации этих пород. В то же время наличие секущих контактов с гнейсами, сравнительная однородность массивов, полусогласный их характер свидетельствуют о широком участии реоморфических процессов в генезисе этих гранитоидов.

В состав комплекса входят биотитовые, биотит-роговообманковые граниты, реже плагиограниты и гранодиориты. Металлогеническое значение комплекса определяется связью с ним жил мусковитовых и редкоземельных пегматитов.

Химический состав гранитов и плагиогранитов позднестанового комплекса (табл. I-3, рис. I-2) характеризуется значительной перенасыщенностью глиноземом. В целом по химизму этот комплекс сходен с составом древнестановых гранитоидов, отличается от них только повышенной щелочностью ($a=14\div20$) при несколько большем содержании K в сумме щелочей.

Магматизм среднего протерозоя. В среднем протерозое Становая подвижная область вступила в переходную к платформе (эоплатформенную) стадию развития. Магматизм этой стадии весьма специфичен и в какой-то мере обнаруживает сходство с магматизмом постинверсионных стадий развития фанерозойских подвижных областей. Среднепротерозойские магматические образования разных ветвей Становой области несколько различаются между собой.

В Джугджуро-Становой ветви, отделившейся от Олекминской и Майманканской ветвей Становым глубинным разломом, среднепротерозойский магматизм, по-видимому, начался со слабой вулканической деятельности, приведшей к накоплению в прогибах типа Чульманского и Джектулакского прослоев и линз (мощностью до 200 *м*) основных вулканитов, превращенных метаморфизмом в зеленые ортосланцы. Несколько позже сформировался лукиндинский комплекс расслоенных дунит-габ-

бровых интрузий, представленных несколькими крупными телами (Лукинда, Луча, Ильдеус и других). К этому комплексу относятся также мелкие секущие тела габбро, горнблендитов, кортландитов и габбро-пегматитов, изредка встречающиеся, по данным С. А. Шеки, Л. М. Колмака и авторов, в пределах всей Джугджуро-Становой ветви.

Возраст комплекса условно принимается как среднепротерозойский, так как его породы рвут раннепротерозойские гнейсы, габбро-амфиболиты и гранитоиды и сами прорываются мусковитовыми и гранатовыми пегматитами, похожими на пегматиты, связанные среднепротерозойскими чульманскими и таксагандинскими гранитоидами. Кроме того, этот комплекс сопоставляется с Чинейским плутоном, прорывающим среднепротерозойскую (в понимании авторов) удоканскую серию, в свою очередь прорванную куандинским комплексом гранитов.

Строение дунит-габбровых интрузий изучено еще недостаточно. По данным С. А. Шеки, в плане они имеют форму линз, овалов и лент, контуры которых нарушены разломами. Для всех массивов характерна отчетливая расслоенность. В основании разреза залегают дуниты (иногда с хромитом), постепенно переходящие вверх по разрезу в троктолиты и анортозиты, которые только в Лукиндинском массиве выше сменяются мелкозернистыми габбро-норитами и габбро с титаномагнетитом. Жильная фация интрузивов представлена габбро-пегматитами, габбро-норитами и пироксенитами.

По химическому составу (рис. I-3) породы комплекса отличны от соответствующих пород по Р. Дэли высокой глиноземистостью, низкой железистостью, титанистостью и щелочностью.

Металлогеническое значение комплекса расслоенных дунит-габбровых интрузий определяется приуроченностью к этим породам медно-никелевого и хромитового оруденения.

Более молодыми являются чульманские двуслюдяные и биотитовые граниты, выделенные Г. М. Друговой и А. Н. Нееловым в пределах Чульманского прогиба. Эти гранитоиды рвут среднепротерозойские отложения чульманского комплекса и имеют, по данным Н. Г. Судовикова и других, абсолютный возраст 1890 млн. лет. К этому же возрасту, по-видимому, можно отнести Таксагандинский (междуречье Зеи и Тока) и Нуямский (верховье р. Нуяма) массивы биотитовых и двуслюдяных гранитов, реже плагиогранитов, гранодиоритов и граносиенитов, с которыми также в ряде мест связаны мусковитовые пегматиты. По данным Г. Б. Гиммельфарба и Л. П. Корсакова, эти массивы приурочены к разломам северо-западного и запад-северо-западного направления, пересекающим структуры раннего протерозоя. С вмещающими раннепротерозойскими и архейскими породами гранитоиды имеют резкие секущие контакты. Химический состав среднепротерозойских гранитоидов охарактеризован тремя анализами (рис. I-3).

Металлогеническое значение среднепротерозойских гранитоидов определяется генетической связью с ними части жил мусковитовых пегматитов.

Следующим по возрасту является марагайский комплекс* разнообразных гранитоидов, граносиенитов, гранитизированных габбро, сиенитов и мангеритов.

Впервые комплекс выделен в 1953 г. В. Н. Мошкиным и Г. И. Степановым в бассейне р. Марагай, на левобережье р. Уды. К нему были отнесены тела гранитов и граносиенитов, включающие многочисленные реликты в различной степени гранитизированных габброидов и анорто-

* Геологами ДВГУ А. Ф. Васькиным и Б. Л. Годзевичем получены новые данные в пользу архейского возраста части гранитоидов марагайского комплекса. В связи с этим возможен пересмотр (в сторону удревнения) возраста части габброидов майско-джанинского комплекса и анортозитов.

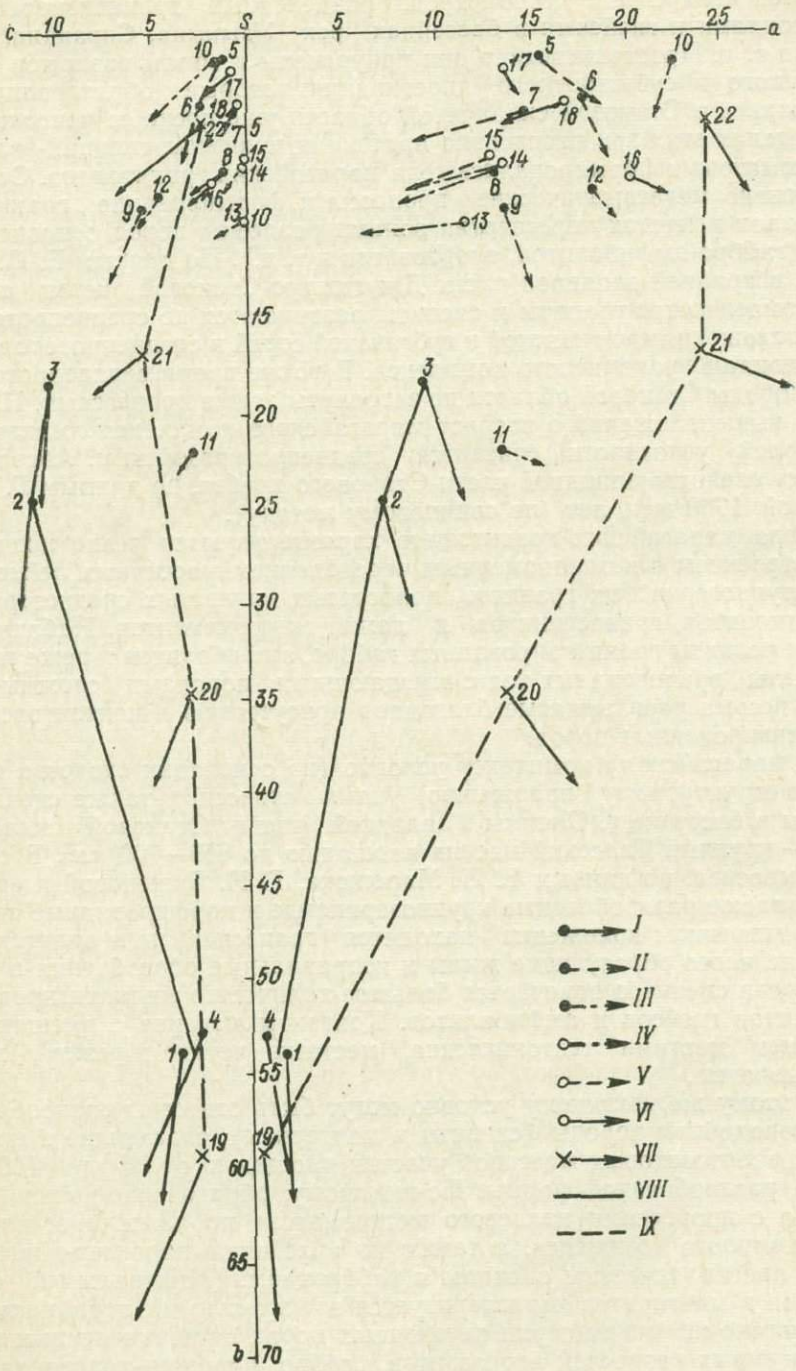


Рис. I-3. Петрохимическая диаграмма среднепротерозойских (*I—V*) и позднепротерозойских (*VI—IX*) магматических пород Становой складчатой области.

Комплексы: I — лукиндинских основных и ультраосновных пород; *II* — нуямских, таксагандинских и чульманских гранитоидов; *III* — марагайских гранитоидов; *IV* — эффузивов элгетейской свиты; *V* — южноучурских гранитоидов; *VI* — *улканских гранитоидов; VII* — *ультраосновных щелочных интрузий* центрального типа; *VIII* — ассоциации пород лукиндинского комплекса; *IX* — ассоциаций ультраосновных щелочных интрузий центрального типа.

зитов. Позднее в состав марагайского комплекса были включены массивы и множество мелких гранитоидных тел площадью от нескольких десятков до сотен квадратных километров, разделенных гранитизированными габброидами и гнейсами в бассейнах рек Удыхына, Сивакана, Угана, Токо и т. д. Пространственно они приурочены к зонам разломов северо-восточного и субширотного простирания, которые образовались или обновились в Становой складчатой области уже после ее консолидации. В пределах этих зон интенсивно протекали процессы силиций-калиевого метасоматоза и формировались тела марагайских гранитоидов. Особенно интенсивно метасоматические процессы и формирование гранитоидов протекали в местах пересечения зонами разломов пород основного состава (габбро-амфиболитов, анортозитов и т. д.). По данным Е. П. Миронюка, в крайней западной части Джугджуро-Становой ветви сходные метасоматические граниты и сиениты развиваются по среднепротерозойским отложениям удоканской и субганской серий и среднепротерозойским гранитоидам куандинского комплекса. В то же время верхнепротерозойские породы Становой области не затронуты этими процессами. На основании вышеизложенного возраст марагайского комплекса со значительной долей условности считается среднепротерозойским. Абсолютный возраст сиенитов западной части Станового хребта, по данным Г. Н. Баженовой, 1700 млн. лет (по свинцовому методу).

Тела марагайских гранитоидов характеризуются резко неоднородным строением с незакономерным чередованием массивных лейкократовых крупнозернистых гранитов, полосчатых пятнистых среднезернистых гранодиоритов, граносиенитов и даже микроклинитов. Наблюдаются частые реликты гранитизированных габбро, амфиболитов и реже гнейсов. Контакты гранитоидных тел с вмещающими породами сложные и нередко весьма расплывчатые благодаря присутствию в контактовой зоне гранитизированных пород.

К марагайскому комплексу условно (на основании сходства по составу и структурному положению) нами отнесены также сиенитовые породы в бассейне р. Олекмы в западной части Становой складчатой зоны — крупный Таасский массив площадью до 650—700 $км^2$. В составе этого массива, по данным Е. П. Миронюка, Г. Н. Баженовой и авторов, преобладают разнообразные крупнозернистые и порфировидные сиениты и в подчиненном положении находятся граносиениты и аплитовидные граниты, часто образующие жилы и неправильные обособления в сиенитах. Среди сиенитов отмечается большое количество мигматизированных ксенолитов гнейсов и амфиболитов. Контакты массива с вмещающими породами местами тектонические, местами четкие и резкие, иногда расплывчатые.

К этому же комплексу условно могут быть отнесены разнообразные сиенитоподобные породы (сиениты и мангериты), слагающие в краевых частях анортозитовых массивов участки площадью от 20 до 100 $км^2$, весьма разнообразной формы. По-видимому, образование этих пород связано с процессами калиевого метасоматоза по различным породам анортозитового комплекса, а также по архейским пироксен-плагиоклазовым кристаллическим сланцам и габброидам. Минеральный состав сиенитов и мангеритов характеризуется значительными вариациями, что обусловлено наличием серии переходных пород от неизмененных и слабоизмененных разностей анортозитов, габбро, пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев к породам, отвечающим по составу сиенитам и габбро-сиенитам.

Химические анализы пород марагайского комплекса показывают (рис. I-3) большое их разнообразие по содержанию кремнезема, щелочей и цветных компонентов. Металлогеническое значение комплекса определяется связью с ним редкоземельных пегматитов и, по-видимому, рудопроявлений золота.

Весьма интенсивно среднепротерозойский магматизм проявился в Маймаканской ветви. Здесь на стыке двух этих ветвей с Алданским щитом заложился Улканский прогиб и началась, по данным Ю. Н. Гамалея и других исследователей, интенсивная вулканическая деятельность. В результате ее сформировалась довольно мощная (около 2000 *м*) горизонтально залегающая толща пестроокрашенных кварцевых и щелочных порфиров и подчиненных им количественно миндалекаменных порфиритов, диабазов и их туфов, слагающих низы разреза. Эта толща выделяется как элгетэйская свита. Она залегает на размытой поверхности раннего докембрия и перекрывается с разрывом гонамской и эннинской свитами верхнего протерозоя. Наиболее ранние интрузивные породы в Маймаканской ветви представлены лейкократовыми иногда порфировидными габбро, габбро-диабазами, реже плагиоклазитами, слагающими Гекунданский массив (площадью 350 *км*^{2}) и несколько мелких штоков и силлов. Породы этого массива прорывают элгэтэйскую свиту. Более поздними являются гранофировые граниты, реже граносиениты, южно-учурского комплекса, образующие крупный Южно-Учурский массив трещинного типа. Его южный контакт с анортозитами, по данным Н. С. Шпак, полого падает к северу, характер северного контакта не ясен. По особенностям минерального и химического состава (рис I-3) (резкое преобладание FeO над MgO и K_2O над Na_2O), а также по структурным признакам гранитоиды Южно-Учурского массива весьма близки к украинским и карельским рапакиви. Абсолютный возраст гранитоидов 1900 млн. лет.

Среднепротерозойский магматизм Олекминской ветви, по данным Е. П. Миронюка, также начинается с излияний эффузивов (?) и интрузий основного состава, за счет которых образуются мелкие пластовые тела амфиболитов и зеленых сланцев, входящие в субганскую серию пород, и дайки, штоки и силлы габбро, габбро-диабазов и диабазов. Затем последовала сложная многофазная интрузия (чуйско-кодарский комплекс) биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов и гранодиоритов (1 фаза), лейкократовых биотитовых, мусковит-биотитовых, турмалиновых гранитов (2 фаза) и аляскитовых гранитов и гранит-порфиров и разнообразных пегматитов (3 фаза). Гранитоиды слагают либо пластообразные крутонаклоненные тела (до 300 *км*^{2}), хонолиты, либо штоки. Абсолютный возраст этих гранитоидов, по данным Б. Г. Горелова, колеблется в пределах 1400—2000 млн. лет (калий-аргоновый метод).

Эоплатформенная стадия заканчивается в Олекминской ветви образованием мелких тел метасоматических гранитов и сиенитов, подобных породам марагайского комплекса.

Поздний протерозой. В позднем протерозое Маймаканская и несколько отличающаяся от нее по развитию Олекминская ветвь Становой области окончательно консолидировались, причленились к Алданскому щиту и вошли в состав гетерогенного фундамента Сибирской платформы. Джугджуро-Становая ветвь частично превратилась в область устойчивых поднятий, а частично была захвачена движениями и мигматизмом развивающейся с юга системы Байкалид.

Проявления позднепротерозойского магматизма в пределах Становой области устанавливаются далеко не везде. Наиболее широко он проявился в пределах Маймаканской ветви. Здесь, судя по данным Ю. Н. Гамалея, в это время имела место новая вспышка гранитоидного магматизма, в процессе которой сформировался крупный многофазный Улканский массив *. В его составе выделяются аляскитовые, биотитовые, биотит-амфиболовые, эгириновые и рибекитовые граниты, граносиениты и кварцевые сиениты. Жильная фация представлена пегматитами. По химическому составу (рис. I-3) эти породы близки к среднепроте-

---

* Некоторые исследователи (например, А. Ф. Болотников, 1965) считают этот массив мезозойским.

розойским гранитам Южно-Учурского массива, несколько отличаются от них более высоким содержанием щелочей и большей железистостью.

Абсолютный возраст улканских гранитоидов, по данным Ю. Н. Гамалея, колеблется в пределах 770—1400 млн. лет *.

Позднепротерозойский магматизм заканчивается здесь внедрением диабазов и диабазовых порфиритов, а также образованием отдельных массивов (Кондерский и Чадский) ультраосновных пород. Последние имеют концентрически-зональное, кольцевое строение: ядра их сложены дунитами, а периферические части — перидотитами и пироксенитами. По-видимому, с ними генетически связаны редкие жилы карбонатитов и щелочных пород. Массивы приурочены к куполовидным диапировым поднятиям позднепротерозойского возраста. Абсолютный возраст ультраосновных пород 650—690 млн. лет. Описанные ультраосновные породы входят в специфическую формацию центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами [Кузнецов, 1964].

В Олекминской и, по-видимому, в значительной части Джугджуро-Становой ветвях позднепротерозойский магматизм проявился лишь в образовании многочисленных даек габбро-диабазов, диабазов и конгадиабазов, концентрирующихся иногда в протяженные пояса.

Существенно иной характер имеет позднепротерозойский магматизм в южной части Джугджуро-Становой ветви (левобережье р. Уды). Здесь, по-видимому, под влиянием развивающейся рядом Монголо-Охотской области в узких наложенных пригеосинклинальных прогибах имели место подводные излияния основной магмы и сформировались диабазы и спилиты моганской свиты. Свита с резким несогласием лежит на размытой поверхности раннего докембрия и среднепротерозойских (?) маргайских гранитах и согласно перекрывается известняками с катаграфиями верхнего протерозоя (?).

Заканчивая описание магматических проявлений различных периодов раннего, среднего и позднего протерозоя, следует отметить, что магматизм каждого из этих периодов связан с различными стадиями развития Становой подвижной области и характеризуется рядом специфических черт.

Для раннего протерозоя (геосинклинальная стадия) характерно широкое развитие доскладчатых формаций основных эффузивов (своеобразные древние базальтовые формации) и тесно ассоциирующих с ними основных и ультраосновных пород габбро-диабазовой формации, слагающих множество пластовых и секущих тел. Породам этих формаций в целом присущи сравнительно высокая железистость и титанистость и часто окисной характер минерализации (титаномагнетит, ильменит) **. К этой же стадии относится образование специфической формации анортозитов.

Основные и ультраосновные породы среднего протерозоя (эоплатформенная стадия) занимают гораздо меньшие пространства, слагая отдельные пологие расслоенные массивы и мелкие тела. Они отличаются от раннепротерозойских пород пониженной железистостью и титанистостью, повышенной магнезиальностью и сульфидным характером оруденения. Еще более отличаются ультраосновные и основные породы позднепротерозойского возраста (платформенная стадия), образующие массивы центрального типа. Для этих сравнительно высокомагнезиальных пород характерна тесная ассоциация со щелочными породами.

Значительны различия и между кислыми породами раннего, среднего и позднего протерозоя. Гранитоиды раннего протерозоя (инверсион-

---

* Согласно последним определениям А. И. Тугаринова и других (1965), абсолютный возраст этих пород соответствует 2000±100 млн. лет.

** При рассмотрении химизма раннедокембрийских пород нельзя, конечно, исключать возможности изменения их первоначального химического состава в процессе метаморфизма.— *Авт.*

ная стадия) относятся к соскладчатым или позднескладчатым автохтонным, реже аллохтонным образованиям ультраметаморфогенного (*анатектоидного*) *происхождения. Для них характерны умеренные щелочность* (при преобладании натрия над калием), железистость и магнезиальность.

Гранитоиды и сиениты среднего протерозоя (эоплатформенная стадия) образовались в постскладчатых условиях. Они являются магматическими *или метасоматическими породами, сформировавшимися* вдоль зон разломов в условиях средних или малых глубин. По сравнению с раннепротерозойскими гранитоидами эти породы характеризуются повышенной щелочностью (при увеличении роли калия) и железистостью и пониженной магнезиальностью.

И, наконец, позднепротерозойские гранитоиды относятся к числу щелочных пород с высоким отношением железа к магнию.

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

На большей части Становой складчатой области позднепалеозойские (как и вообще палеозойские) магматические образования вообще не выделяются. Лишь на востоке и крайнем западе области условно, на основании приуроченности их к прогибам палеозойского возраста, выделяются позднепалеозойские интрузии основного и кислого состава.

На востоке (южная часть хр. Джугджура) к позднему палеозою относятся мелкие штоки и дайки амфиболовых габбро, габбро-диоритов, габбро-диабазов, *микрогаббро, горнблендитов, часто содержащих значительные* концентрации ильменита (до 20%). Они широко распространены в бассейне р. Лантарь, где, по данным В. М. Терентьева и З. И. Гольденберга, рвут синийские и девонские отложения, прорываются гранитоидами условно позднепалеозойского возраста и находятся в гальке раннемеловых *конгломератов*.

Металлогеническое значение позднепалеозойских (?) габброидов определяется приуроченностью к ним титанового оруденения.

По-видимому, к более молодым позднепалеозойским интрузиям в южной части хр. Джугджур и в восточной части хр. Станового следует отнести, по данным *П. С. Бернштейна, В. Ф. Зубкова, авторов и других* исследователей, биотитовые, биотит-роговообманковые граниты, адамеллиты и гранодиориты, слагающие несколько сравнительно небольших (не более 50—100 *км*^{2}) массивов *. Они рвут анортозиты и условно верхнепротерозойские эффузивы и перекрываются условно пермскими конгломератами.

В западной части Становой области условно к позднепалеозойским интрузиям отнесен комплекс сиенитов и диорит-сиенитов. Эти породы слагают сравнительно небольшие тела в бассейне верхнего течения р. Олекмы, прорывающие раннедокембрийские породы и прорванные, в свою очередь, раннемеловыми гранитоидами.

МЕЗОЗОЙ

Магматическая деятельность в мезозое в пределах Становой складчатой области связана в основном с тектоно-магматической активизацией, охватившей в эту эпоху обширные пространства Восточной Азии. Интрузии, реже эффузивы, этого времени отражают последовательное нарастание процесса активизации от триаса до начала мела с быстрым угасанием его к концу мела. Распространение мезозойских магматических пород контролируется крупными разломами субширотного, а также северо-западного и северо-восточного простирания.

* Не исключено, что они распространены гораздо шире, но ошибочно включаются в состав удского комплекса.

По интенсивности проявления магматизма и особенностям его состава в пределах Становой складчатой области выделяются две части — северная и южная, разделенные между собой Становым глубинным разломом. Мезозойский магматизм северной части, охватывающий Олекминскую и Маймаканскую ветви Становой области (см. рис. I-1), в целом аналогичен мезозойскому магматизму Алданского щита и в настоящем разделе рассматриваться не будет.

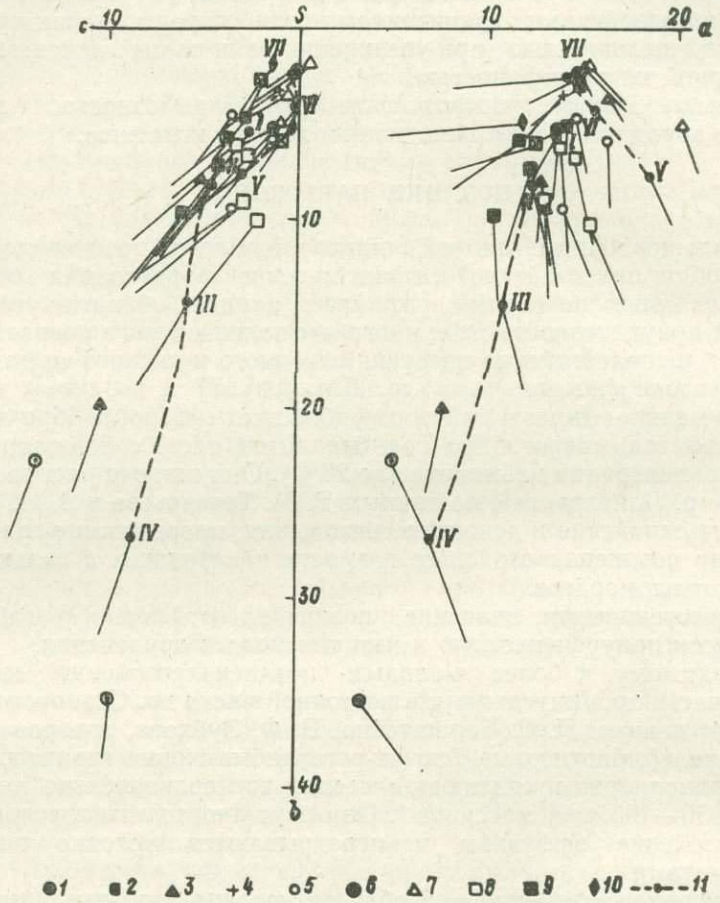


Рис. I-4. Петрохимическая диаграмма мезозойских интрузивных пород Становой области.

Комплексы: *1* — чаллярийский, *2* — удский и удско-зейский, *3* — джугджурский, *4* — удыхынский, *5* — амананский, *6* — верхнеольдойский, *7* — олонгринский, *8* — сергачинский, *9* — талгыгский, *10* — позднемеловой Джугджурской зоны; *II* — линии средних составов пород по Р. Дэли; *I* — щелочноземельный гранит; *II* — гранодиорит; *III* — диорит; *IV* — габбро; *V* — трахит; *VI* — щелочной гранит; *VII* — аляскит.

Основная южная часть области, пространственно совпадающая с Джугджуро-Становой ветвью, характеризуется чрезвычайно широким развитием мезозойских интрузий. Изучать эти породы начал К. И. Богданович (начало XX в.), затем продолжили Д. С. Коржинский и П. С. Бернштейн. Планомерное изучение мезозойских интрузивных образований проводится с конца 40-х годов геологами Дальневосточного геологического управления (ДВГУ) и ВСЕГЕИ. Материалы этих исследований обобщены в статьях Ю. А. Альбова, В. Н. Мошкина (1958), Ю. К. Дзевановского (1959), Л. И. Красного (1960), Т. В. Молчановой (1964), Ю. А. Альбова (1966) и других.

По ряду особенностей проявления мезозойского магматизма Джугджуро-Становая ветвь подразделяется на три зоны: Верхнеприамурскую

(Тукурингрскую), собственно Становую и Джугджурскую, границы между которыми проходят по крупным тектоническим разрывам. Сопоставление магматических образований каждой из выделенных зон между собой дано в табл. I-4.

Верхнеприамурская зона. В пределах этой зоны мезозойские интрузивные образования составляют более 50% всех пород. Они расчленены на несколько интрузивных комплексов. Наиболее древний а м а н а н с к и й представлен умеренно-кислыми породами и является производ-

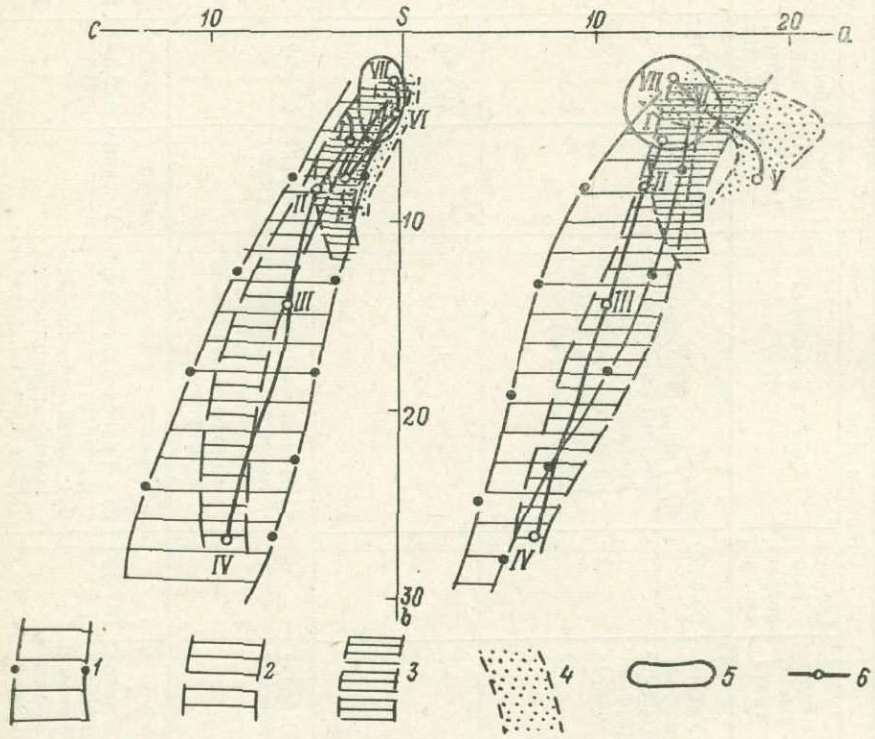


Рис. I-5. Поля составов мезозойских магматических пород.

Комплексы: I — чалларинский, удский, удско-зейский и тындинско-бакаранский, *2* — джугджурский, *3* — амананский и сергачинский, *4* — олонгринский, *5* — удыхынский, талгыгский, верхнеольдойский и позднемеловой комплекс Джугджурской зоны; *6* — линии средних составов пород по Р. Дэли: *I* — щелочноземельный гранит; *II* — гранодиорит; *III* — диорит; *IV* — габбро; *V* — трахит; *VI* — щелочной гранит; *VII* — аляскит.

ным двух интрузивных фаз. В первую фазу внедрились диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, реже биотит-амфиболовые граниты, в состав пород второй фазы входят порфировидные биотит-амфиболовые гранодиориты и граниты, в меньшем количестве — биотитовые граниты. Породы этого комплекса слагают обычно крупные массивы сложного строения. Возраст их определяется прорыванием измененных эффузивов Pt_3 — Cm^1, а также гранитоидов Pz_{2-3} и перекрыванием вулканогенно-осадочной толщей J_3—Cr_1 (или Cr_1). Абсолютный возраст пород комплекса, определенный калий-аргоновым методом (лаборатории РИАН и ЧГУ) составляет 130—180 млн. лет, единичные пробы дают 108—110 и 220—230 млн. лет. Возраст гранитоидов амананского комплекса в пределах зоны достаточно условно принимается как триасово-юрский. Химический состав наиболее типичных пород амананского комплекса отражен в табл I-5 (пробы 9—12) и на рис. I-4, а представление о колебаниях химического состава пород комплекса (по всем имеющимся анализам) дает рис. I-5.

Таблица I-4

Сопоставление мезозойских магматических образований различных зон Джугджуро-Становой ветви

Верхнеприамурская зона				Становая зона			Комплекс, свита	Джугджурская зона	
Геологический возраст	Комплекс, свита	Абсолютный возраст, *млн. лет*	Состав комплекса (свиты)	Комплекс, свита	Абсолютный возраст, млн. лет	Состав комплекса (свиты)		Абсолютный возраст, млн. лет	Состав комплекса (свиты)
C_{1-2}	—	—	Аляскитовые, лейкократовые, пегматоидные, аплитовидные граниты, изредка гранит-порфиры, дайки биотитовых порфиритов, лампрофиров	Удыхыно-талгыгский (ираканский)	90—120	Фазы: 3) Гранит-порфиры, фельзит-порфиры, микрограниты, граносиенит-порфиры, кварцевые порфиры (талгыгский комплекс)	Джугджурский	89—114 72—86	3) Лейкократовые, аляскитовые порфировидные граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры 2) Среднезернистые, массивные иногда порфировидные гранодиориты, адамеллиты, монцониты, граниты, диориты 1) Кварцевые диориты, габбро-диориты, сиенито-диориты, трондьемиты, монцонито-диориты
	—	—	—	Карауловская		1) Андезитовые и дацитовые порфириты и их туфы, базальтовые и андезито-базальтовые порфириты	Магейская	90—92	Липаритовые и фельзитовые порфиры, фельзиты, лавобрекчии, дациты
J_3—Cr_1	Сергачинский	100—140	Фазы: 3) Гранодиорит-порфиры 2) Грубопорфировидные биотит-амфиболовые гранодиориты и граниты 1) Диориты, кварцевые диориты	Удскозейский (включая Тындинобакаранский)	70—140	Фазы: 3) Гранодиорит-порфиры, аплиты 2) Биотит-роговообманковые гранодиориты, реже граниты, адамеллиты и кварцевые диориты	Удский	123,5—158	Фазы: 2) Гранодиориты, граниты, кварцевые диориты 1) Габбро, габбро-диориты (чалляринский комплекс)
						1) Габбро, габбро-троктолиты, габбро-диориты, диориты (чаллярийский комплекс)			
	Эффузивов кислого состава	135	Кварцевые порфириты, порфириты	Джолонская	—	Андезитовые, дацитовые порфириты и их туфы	Немуйканская	130—133	Андезитовые, дацитовые порфириты, их туфы, реже фельзит-порфиры и фельзиты
T—J	Олонгринский	120—150	Фазы: 3) Граносиенит-порфиры, щелочные граниты 2) Граносиениты, кварцевые сиениты 1) Сиенито-диориты						
	Верхнеольдойский	130—150	Фазы: 2) Средне- и мелкозернистые лейкократовые и аляскитовые граниты			Умеренно-кислые и субщелочные гранитоиды	—	—	—
	Амананский	130—180	Фазы: 2) Порфировидные биотит-амфиболовые гранодиориты и граниты, биотитовые граниты 1) Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты						

Таблица I-5

Химический состав и числовая характеристика мезозойских интрузивных образований

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	46,24	41,82	62,56	69,48	69,88	66,84	76,74	75,00	68,92	63,20	76,02	68,12	72,60	72,07
TiO_2	0,32	1,63	0,54	0,34	0,41	0,58	0,13	0,07	0,40	0,70	0,18	0,20	0,30	0,31
Al_2O_3	21,84	16,20	16,53	16,21	15,87	16,23	12,55	12,92	14,61	15,70	11,90	16,36	13,09	13,61
Fe_2O_3	2,83	9,47	2,59	1,26	0,84	1,57	0,48	—	0,48	3,02	0,90	1,14	3,63	1,35
FeO	6,76	7,98	3,11	1,42	1,83	1,76	1,23	2,00	3,38	2,44	1,29	2,08	0,79	1,63
MnO	0,14	0,18	0,12	0,05	0,08	0,09	0,02	0,01	0,05	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04
MgO	4,68	5,89	2,42	0,90	0,95	1,88	0,18	0,48	1,32	1,90	0,09	0,86	0,32	0,29
CaO	13,25	13,82	5,20	3,30	2,44	3,48	0,35	0,85	1,30	4,00	0,28	3,20	1,08	0,84
Na_2O	1,85	1,35	3,05	3,20	4,26	3,83	3,68	3,45	5,00	3,33	3,69	4,51	3,02	3,58
K_2O	0,36	0,23	2,33	3,06	3,40	2,63	5,00	4,77	3,88	4,48	4,96	3,29	5,04	6,10
H_2O^-	1,70	1,32	—	0,05	0,14	1,10	—	—	—	—	—	—	—	0,46
П.п.п.	0,15	—	1,79	0,91	0,20	—	—	—	0,35	0,40	0,16	0,30	0,60	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15	0,27	0,04	0,11	0,12	0,04
Сумма	100,12	99,89	100,24	100,18	100,30	100,28	100,36	99,55	99,84	99,49	99,54	100,22	100,63	100,32
a	5,1	3,5	10,3	11,5	14,0	12,2	14,6	13,9	16,2	14,0	14,7	14,6	13,5	16,2
c	13,6	9,7	6,2	3,9	2,9	4,2	0,4	1,0	1,5	3,5	0,3	3,6	1,3	0,7
b	22,8	35,3	9,8	5,9	4,9	7,3	2,5	3,3	5,8	9,5	2,2	4,6	5,1	3,5
s	58,5	51,5	73,7	78,7	75,2	76,8	82,5	81,8	76,4	73,0	82,8	77,2	80,1	79,6
a'	—	—	—	34,5	18,9	18,1	26,3	20,0	—	—	—	—	15,6	—
f'	43,0	47,4	54,3	40,2	48,6	43,0	60,5	56,0	61,4	52,1	83,3	63,2	74,0	77,4
m'	38,4	29,9	42,8	25,3	32,5	48,9	13,3	24,0	36,3	34,1	8,8	30,9	10,4	13,2
c'	18,6	22,7	2,9	—	—	—	—	—	2,3	13,8	2,9	5,9	—	9,4
n	88,3	91,5	67,1	61,2	65,8	69,0	53,1	51,9	66,4	51,9	53,1	67,6	47,5	47,2
t	0,5	2,8	0,67	0,34	0,43	0,71	0,16	0,08	0,43	0,85	0,23	0,26	0,3	0,33
φ	11,3	24,1	22,8	13,4	13,5	18,7	15,0	0,00	6,8	27,5	35,4	20,6	59,7	34,0
Q	—6,8	—13,7	20,6	30,5	25,5	24,0	35,4	34,8	19,0	14,5	35,9	21,6	31,9	26,1
a/c	0,4	0,4	1,7	2,9	4,8	2,9	36,5	13,9	10,8	4,0	49,0	4,1	10,4	23,2

* Номер анализа: 1 — габбро (1-я фаза удского комплекса), обр. 171-а, колл. В. Н. Мошкина, 1953 г., 2 — габбро-диорит (1-я фаза удско-зейского комплекса), обр. 372, колл. Л. В. Терещенко, Н. П. Лошак, 1961 г.; 3 — гранодиорит (удско-зейский комплекс), обр. 8, колл. В. Н. Мошкина, 1953 г., 4 — *гранодиорит (удский комплекс)*, обр. 2751; колл. В. Н. Мошкина, 1953; 5 — роговообманково-биотитовый гранодиорит, близкий к граниту (удско-зейский комплекс), обр. 284; колл. Л. В. Терещенко, Н. П. Лошак, 1961; 6 — гранодиорит (удско-зейский комплекс), обр. 6067-в; колл. С. П. Нестеренко, 1961 г.; 7 — лейкократовый биотитовый гранит (удыхыно-талгыгский комплекс), обр. 600-1; колл. А. Ф. Васькина, О. И. Володичева, 1964 г.; 8 — *аплитовидный гранит (удыхыно-талгыгский комплекс), обр. 1002-а, колл.* А. Г. Кац, А. А. Раузер и др., 1962 г.; 9 — биотит-роговообманковый гранодиорит (амананский комплекс), обр. 4718, колл. А. Ф. Озерского и др., 1966 г.; 10 — порфировидный биотит-роговообманковый гранодиорит (амананский комплекс), обр. 317-б; колл. И. А. Томбасова, Б. Н. Пермякова и др., 1963 г.; 11 — гранит (верхнеольдойский комплекс), обр. 5; колл. Л. П. Федоренко, Л. Н. Англичаниной, 1965 г.; 12 — *гранодиорит (амананский комплекс), обр. 1619-б; колл.* Л. П. Федоренко, Л. Н. Англичаниной, 1965 г.; 13 — гранит-порфир (верхнеольдойский комплекс), обр. 2201-3; колл. А. Ф. Озерского, Ю. П. Трянина, 1964 г.; 14 — порфировидный граносиенит (олонгринский комплекс), обр. 38; колл. Д. Г. Руденко и др., 1961 г.

Продолжение таблицы I-5

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	15*	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO_2	65,30	76,59	68,32	67,57	63,96	65,68	50,58	62,74	64,44	73,74	71,98	74,42	77,70
TiO_2	0,69	0,10	0,39	0,56	0,47	0,38	0,50	0,40	0,34	0,26	0,34	0,24	Сл.
Al_2O_3	16,58	11,93	15,47	15,12	15,30	13,94	20,78	17,27	17,07	13,42	14,85	13,72	12,66
Fe_2O_3	1,33	0,67	0,62	0,93	1,82	1,53	5,15	1,83	0,45	1,12	0,41	0,68	0,34
FeO	2,35	1,13	2,16	2,40	2,80	3,08	4,07	3,22	5,03	1,47	1,06	0,59	0,96
MnO	0,12	0,02	0,05	0,05	0,04	0,04	0,22	0,12	0,15	0,05	0,07	0,02	Сл.
MgO	0,71	0,23	2,00	1,84	2,58	2,67	4,94	2,26	1,45	0,60	0,37	0,28	0,24
CaO	1,18	0,35	3,11	2,91	3,56	2,68	7,80	4,75	4,15	0,89	1,71	1,50	0,40
Na_2O	5,57	4,39	4,31	4,11	4,86	3,31	2,66	3,78	3,48	3,43	4,05	4,86	3,32
K_2O	5,53	4,71	3,06	3,90	3,54	3,91	0,88	3,12	3,50	3,82	4,18	3,35	3,61
H_2O	0,66	0,36	—	0,15	—	—	—	—	—	0,62	0,92	0,05	—
П.п.п.	—	—	0,33	—	1,20	2,25	1,35	—	0,10	—	0,65	—	0,23
P_2O_5	0,19	0,01	0,13	0,16	0,16	0,12	0,40	0,21	0,20	0,05	—	0,09	Сл.
SO_3	—	—	—	—	—	—	0,07	0,01	—	—	—	—	„
Сумма	100,21	100,49	99,95	99,70	100,29	99,59	99,40	99,88	100,36	99,47	100,34	99,80	99,46
a	20,0	15,1	18,7	14,4	15,4	12,9	7,8	13,0	12,8	12,5	14,7	15,0	11,7
c	1,0	0,5	3,4	2,8	2,4	2,9	10,2	5,3	5,1	0,9	2,0	1,3	0,4
b	4,9	1,8	5,2	5,8	10,3	9,1	19,9	9,2	8,0	5,9	2,7	1,9	4,9
s	74,1	82,6	76,7	76,0	71,9	75,1	62,1	72,5	74,1	80,7	80,6	81,8	83,0
a'	—	—	—	—	—	—	8,8	—	1,7	46,2	24,4	—	70,1
f'	68,1	57,2	40,8	44,1	39,9	45,9	46,4	50,8	67,3	37,4	53,7	54,3	22,1
m'	23,6	21,4	53,8	45,1	41,8	49,6	44,8	42,4	31,0	16,4	21,9	23,7	7,8
c'	8,3	21,4	5,4	10,8	18,3	4,5	—	6,8	—	—	—	22,0	—
n	60,8	57,2	67,6	61,7	67,8	56,4	81,2	65,0	60,3	57,8	59,1	68,7	58,3
t	0,82	0,08	0,48	0,62	0,56	0,45	0,71	0,48	0,37	0,24	0,33	0,24	—
φ	22,2	0,00	8,6	11,8	14,4	13,5	24,2	16,7	5,2	15,3	14,6	32,3	5,2
Q	7,2	49,6	22,6	20,4	10,6	21,5	—1,6	13,7	17,3	35,5	29,8	32,3	42,2
a/c	20,0	30,2	4,0	5,1	6,4	4,4	0,8	2,5	2,5	13,9	7,4	11,5	29,3

* Номер анализа: 15 — кварцевый сиенит (олонгринский комплекс), обр. 460; 16 — гранит (олонгринский комплекс), обр. 769; колл. Д. Г. Руденко и др., 1961 г., 17 — гранодиорит-порфир (сергачинский комплекс), обр. 835; колл. С. А. Иванова и др., 1960 г.; 18 — субвулканический гранодиорит-порфир (сергачинский комплекс), обр. 3370; колл. М. В. Сухина, В. Н. Гончарова и др., 1965 г.; 19 — диоритовый порфирит (сергачинский комплекс), обр. 2375; колл. А. Ф. Озерского, Ю. П. Трянина, 1964 г.; 20 — гранодиорит-порфир (сергачинский комплекс), обр. 671; колл. А. Ф. Озерского, Ю. П. Трянина, 1964 г.; 21 — габбро-диорит (джугджурский комплекс), обр. 2386/3; колл. А. Л. Ставцева и др., 1960 г.; 22 — гранодиорит (джугджурский комплекс), обр. 4164/2; колл. А. Л. Ставцева и др., 1960 г.; 23 — гранодиорит (джугджурский комплекс), обр. 1178/1; колл. С. М. Калимулина и др., 1961 г.; 24 — гранит-порфир (удыхыно-талгыгский комплекс), обр. 606; колл. В. Н. Мошкина, 1957 г.; 25 — гранит-порфир (удыхыно-талгыгский комплекс), обр. 272-д; колл. Л. В. Терещенко, Н. П. Лошак, 1961 г.; 26 — гранит субщелочной (верхнемеловой комплекс) Джугджурской зоны, обр. 1088/1; колл. В. И. Гольденберга, 1959 г.; 27 — гранит субщелочной (верхнемеловой комплекс Джугджурской зоны), обр. 512; колл. А. Л. Ставцева, 1960.

Более молодыми интрузивными образованиями являются среднезернистые, реже мелкозернистые лейкократовые граниты, слагающие вытянутые в субширотном направлении узкие массивы и цепочки интрузивов. В верхнем Приамурье они выделяются в самостоятельный верхнеольдойский интрузивный комплекс, а в Северо-Восточном Забайкалье эти породы развиты очень широко — считаются производным третьей фазы амананского комплекса.

Лейкократовые граниты прорывают амананские умеренно-кислые гранитоиды и перекрыты той же вулканогенно-осадочной толщей верхней юры — нижнего мела. Анализ их абсолютного возраста калий-аргоновым методом (лаборатории РИАН, ЧГУ) * дал более чем для десяти проб цифры 130—150 млн. лет, на основании чего эти породы относятся обычно к поздней юре. В то же время единичные анализы дают цифры 90—100, 110—120 и 160—170 млн. лет. Химический состав верхнеольдойского комплекса виден из табл. I-5 (анализы 11, 13) и рис. I-4 и I-5.

Еще более молодой олонгринский интрузивный комплекс представлен субщелочными и щелочными породами — граносиенитами, кварцевыми сиенитами, щелочными гранитами. Породы комплекса слагают небольшие удлиненные штоки, реже довольно крупные массивы трещинного типа, располагающиеся вдоль тектонических нарушений субширотного направления.

В наиболее крупном из интрузивных тел этого комплекса — Джелтулинском массиве — Д. Г. Руденко выделил три фазы становления. *Ранняя фаза представлена сиенито-диоритами и близкими к ним меланократовыми сиенитами*, во вторую и третью фазы внедрились граносиениты, кварцевые сиениты, соответствующие им порфиры и щелочные граниты. О химическом составе пород комплекс дает представление табл. I-5 и рис. I-4 и I-5.

По возрасту олонгринский комплекс относится к поздней юре, будучи заключен между континентальными отложениями верхней юры, которые *им прорываются, и вулканогенной толщей верхней юры — нижнего мела*, перекрывающей породы комплекса. Абсолютный возраст комплекса определяется в пределах 120—160 млн. лет (калий-аргоновый метод; определений 18), единичные анализы дали значения 99, 116, 190 и 210 млн. лет.

В раннем мелу в Верхнеприамурской зоне начинается новый этап магматической деятельности. Вулканогенная толща J_3—Cr_1 прорывается гипабиссальными интрузиями различного состава — от габбро и монцонитов до гранитов. Все эти породы объединяются в один многофазный *и многофациальный сергачинский интрузивный комплекс* (в северо-восточной части Забайкалья ему, по-видимому, соответствует амуджиканский комплекс).

Породы сергачинского интрузивного комплекса слагают крутопадающие трещинные массивы и «цепочки» мелких штоков, а также межформационные пологие плитообразные и лакколитоподобные тела, залегающие между эффузивами J_3—Cr_1 и более древними кристаллическими породами. *Пространственно интрузии комплекса приурочены к разломам* северо-западного простирания, секущим все структуры Верхнеприамурской зоны.

В формировании этого комплекса в некоторых районах выделяются две, три и даже четыре фазы. В раннюю фазу происходило внедрение мелких штоков диоритов и кварцевых диоритов. Затем имела место интрузия крупнопорфировидных биотит-амфиболовых гранодиоритов, реже граносиенитов, а также слабо порфировидных гранодиоритов и гранитов. В краевых частях массивов широко распространены грано-

---

* РИАН — Радиевый институт им. В. Г. Хлопина Академии наук СССР. ЧГУ — Читинское геологическое управление.

диорит-порфиры, иногда секущие все остальные породы массивов и фиксирующие новую более позднюю фазу интрузии.

Возраст комплекса довольно точно определяется в соседнем с описываемой зоной Верхнеамурском мезозойском прогибе. Там породы комплекса прорывают осадочные толщи J_3—Cr_1 (титон—валанжин) и перекрываются эффузивами баррема—апта. Абсолютный возраст пород комплекса по определению калий-аргоновым методом (лаборатории РИАН, ВСЕГЕИ, ДВГУ) составляет 100—140 млн. лет (15 определений), единичные анализы дают также цифры 80—90 и 140—160 млн. лет. Химический состав пород комплекса отражен в табл. I-5 (пробы 17—20) и на рис. I-4 и I-5.

Более поздними являются немногочисленные мелкие тела аляскитовых и лейкократовых, часто пегматоидных, аплитовидных гранитов, изредка также гранит-порфиров и широко распространенные дайки биотитовых порфиритов и различного рода лампрофиров, концентрирующихся в пояса вдоль крупных разломов.

Становая зона. Вопрос о времени самого раннего проявления мезозойского магматизма в пределах Становой зоны не совсем ясен. Предположительно можно считать, что первые вспышки магматизма здесь были связаны с триасово-юрскими движениями, интенсивно проявившимися в соседней Верхнеприамурской зоне. Интрузивные образования, относящиеся к этому времени, известны лишь в крайней юго-западной части зоны вблизи Джелтулакского разлома. К ним можно отнести некоторые массивы умеренно-кислых гранитоидов, сиенито-диоритов и сиенитов в бассейне р. Олекмы.

Однако главная масса мезозойских магматических пород Становой зоны имеет позднеюрский — раннемеловой возраст. Сначала, вероятнее всего в поздней юре, в результате интенсивной вулканической деятельности образовалась толща андезитовых и дацитовых порфиритов и их туфов (джолонская свита). Кислые породы имели в ее составе резко подчиненное значение. Вслед за формированием этой толщи в конце юры — начале мела последовала многофазная интрузия удско-зейского комплекса, образовавшая вдоль простирания Станового разлома мощный интрузивный пояс. В первую фазу сформировались мелкие массивы (площадью до 5—10 $км^2$) габбро, габбро-троктолитов, габбро-диоритов, диоритов, объединявшихся прежде нами на востоке зоны в чалляринский комплекс. Затем внедрились огромные массы умеренно-кислых гранитоидов, образовавшие большое количество крупных (до 5000 $км^2$) массивов *. Как правило, эти массивы имеют очень сложные очертания, обусловленные главным образом пересечением крутых разломов северо-западного и субширотного направления, являющихся магмоподводящими каналами. Однако встречаются (реки Олекма, Мульмуга) и пологозалегающие плитообразные интрузивные тела, имеющие характер межформационных, внедрившихся, по-видимому, между складчатым докембрийским фундаментом и верхнеюрскими пологозалегающими осадочно-вулканогенными отложениями.

Внутреннее строение массивов довольно сложное, что выражается в изменении пород массива по составу, структуре и текстуре, в очень широком распространении шлиров диоритового состава, частом присутствии различных по размерам тектонических блоков древних вмещающих пород, крупных провесах кровли и т. д. В составе массивов резко преобладают биотит-роговообманковые гранодиориты. Центральные части интрузивов нередко имеют кислый состав (адамеллиты и граниты), тогда как краевые фации иногда представлены кварцевыми диоритами.

---

* Некоторыми исследователями эти гранитоиды выделялись под названием «удского» или «тындинско-бакаранского» (в западной части зоны) комплексов.

О химическом составе типичных позднеюрских — раннемеловых интрузивных пород можно судить по табл. I-5 (пробы 1—6) и рис. I-4 и I-5.

В заключительную фазу позднеюрского — раннемелового этапа магматизма сформировались многочисленные малые тела гранодиорит-порфиров, имеющие широкое распространение как в пределах гранодиоритовых массивов, так и во вмещающих их породах.

Возраст всех этих пород определяется тем, что они в бассейне р. Уды прорывают вулканогенно-осадочную толщу J_3—Cr_1 и перекрываются песчаниками и конгломератами боконской свиты с флорой неокома.

Абсолютный возраст пород удско-зейского комплекса по определениям калий-аргоновым методом (лаборатории ВСЕГЕИ, ДВГУ, РИАН, ЛАГЕД) * колеблется в широких пределах: от 70—80 до 130—140 млн. лет (свыше 60 определений), единичные определения дают значения до 200 млн. лет.

Меловой (посленеокомовый) магматизм отделен во времени от предыдущего позднеюрского — раннемелового магматизма эпохой поднятия и мощной эрозии, в ходе которой были почти нацело уничтожены осадочно-вулканогенные отложения верхней юры и обнажены верхнеюрские — раннемеловые интрузии.

Меловой (посленеокомовый) магматизм также начался с вулканической деятельности, в результате которой образовались покровы андезитовых и дацитовых порфиров и их туфов (нижняя часть) и кварцевых порфиров, кварцевых порфиритов и их туфов (верхняя часть), выделенных в качестве карауловской свиты.

Интрузивные магматические породы этого возраста, прорывающие карауловскую свиту, представлены лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, гранит-порфирами, фельзит-порфирами, кварцевыми диоритами и т. п., слагающими массивы средних и малых размеров и объединенными в многофазный удыхыно-талгыгский (ираканский) комплекс. Ранняя фаза комплекса представлена пироксенсодержащими кварцевыми диоритами с несколько повышенным содержанием калия, слагающими отдельные мелкие тела. Шире распространены лейкократовые до аляскитовых граниты второй главной фазы формирования комплекса, которые ранее выделялись нами в самостоятельный удыхынский комплекс.

Более поздними гранитоидами являются микрограниты, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и кварцевые порфиры, слагающие мелкие субвулканические тела (бывший талгыгский комплекс), часто пространственно ассоциирующие с кислыми эффузивами.

Абсолютный возраст гранитов удыхыно-талгыгского комплекса по определению калий-аргоновым методом составляет 90—120 млн. лет (лаборатории ДВГУ, ВСЕГЕИ; 8 определений), единичные анализы дали 60—83 и 130—140 млн. лет.

Мезозойский магматизм Становой зоны завершается внедрением даек и штоков, главным образом диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров, образующих рои северо-восточного простирания. Они приурочены к молодым расколам и, возможно, даже имеют уже палеогеновый возраст.

Джугджурская зона. Магматизм Джугджурской зоны усложняется проявлением здесь наряду с магматизмом, характерным для Становой зоны, магматических образований, связанных с развитием Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. Развитые здесь породы отнесены к нескольким комплексам, сформировавшимся в интервале времени от

---

* ДВГУ — Дальневосточное геологическое управление; ЛАГЕД — Лаборатория геологии докембрия.

поздней юры до позднего мела. Наиболее ранними (позднеюрско-раннемеловыми) являются гранитоиды удского интрузивного комплекса. В интервале от раннего до позднего мела происходило становление гранитоидных интрузий джугджурского комплекса. Мезозойский магматизм завершился здесь в позднем мелу внедрением кислых и субщелочных лейкократовых гранитов.

По составу пород и характеру фаз удский интрузивный комплекс этой зоны по существу не отличается от удско-зейского комплекса Становой зоны, но площадное развитие пород комплекса на современном эрозионном срезе в восточной части области заметно сокращается.

В джугджурский комплекс объединяются сложные по составу гранитоидные интрузии, представленные образованиями двух фаз. В первую фазу происходило внедрение немногочисленных мелких (до 2—5 $км^2$) тел кварцевых диоритов, реже габбро-диоритов, сиенит-диоритов и тондьемитов. Породы второй фазы слагают несколько крупных массивов (300—500 $км^2$) и ряд сравнительно мелких тел. Наибольшее распространение в составе джугджурского комплекса имеют среднезернистые, массивные, нередко порфировидные гранодиориты, адамеллиты, монцониты, порфировидные граниты, а также диориты. Химический состав джугджурских гранитоидов приведен в табл. I-5 (анализы 21, 22, 23) и на рис. I-4 и I-5. По составу и характеру строения массивы джугджурских гранитоидов очень трудно отличить от удских. Породы этих комплексов различаются главным образом по соотношению с меловыми толщами боконских конгломератов (неокомских) и кислых эффузивов *магейской свиты (верхи нижнего мела)*.

Абсолютный возраст джугджурских гранитоидов по определению калий-аргоновым методом составляет 72—86 млн. лет. Условно к джугджурскому комплексу (его третьей фазе) отнесены позднемеловые лейкократовые, часто порфировидные граниты, слагающие в пределах хр. Джугджур несколько массивов площадью до 100 $км^2$, а также гранит-порфиры и кварцевые порфиры, образующие ряд мелких тел (штоков и даек).

О химическом составе описываемых пород дает представление табл. I-5 и рис. I-4 и I-5.

Позднемеловой их возраст определяется тем, что эти породы рвут джугджурские гранитоиды второй фазы и весьма похожи на позднемеловые гранитоиды, прорывающие верхнемеловую тогонохскую свиту (на соседней с севера территории). Абсолютный возраст джугджурских (?) *гранитов третьей фазы, определенный в лаборатории ДВГУ калий-аргоновым* методом, колеблется в пределах 89—114 млн. лет.

Рассмотрим петрохимические особенности пород области. Представление о колебаниях химического состава пород мезозойских комплексов дает диаграмма (рис. I-4), построенная на основании результатов более 200 анализов, а также диаграмма А. Н. Заварицкого (рис. I-5), построенная с использованием 27 анализов типичных пород комплексов.

Как видно из рассмотрения этих диаграмм, разновозрастные интрузивные образования, расположенные в различных частях Становой области, дают однотипные ряды пород. Так, амананский, сергачинский, удский, удско-зейский, тындинско-бакаранский и джугджурский комплексы представляют габбро-диорит-гранодиоритовую формацию. Породы верхнеольдойского, удыхыно-талгыгского и позднемелового комплексов Джугджурской зоны соответствуют типу лейкократовых субвулканических гранитов. И, наконец, образования олонгринского комплекса являются переходными от габбро-монцонит-сиенитового формационного типа к типу лейкократовых субвулканических гранитов.

Ряд интересных особенностей выявляется при сравнении описанных пород со средними типами по Р. Дэли. Так, наиболее близки им породы джугджурского комплекса. Они отличаются от средних типов по Дэли

лишь большей магнезиальностью и соответственно меньшей известковистостью и железистостью.

Породы амананского, сергачинского и тындинско-бакаранского комплексов характеризуются по сравнению со средними типами по Р. Дэли повышенной щелочностью и относительно низким содержанием полевошпатовой извести, особенно в более основных разностях. Отмечаются также их меньшая магнезиальность и соответственно большая известковистость и железистость по сравнению со средними породами по Р. Дэли. Породы удско-зейского и удского (вместе с чалляринским) комплексов отличаются от средних пород по Дэли пониженной щелочностью и повышенным содержанием полевошпатовой извести.

Большинство пород указанных комплексов относится к нормальному ряду, и только для удского комплекса характерно появление пересыщенных глиноземом гранодиоритов и гранитов. Для пород этих комплексов, за исключением наиболее кислых разностей, весьма характерно также постоянное преобладание в их составе натрия над калием. По перечисленным особенностям химизма породы комплексов умеренно-кислых гранитоидов этапов активизации Становой области не имеют существенных отличий от сходных по химизму образований складчатых областей, относящихся к габбро-диорит-гранодиоритовому ряду.

Фигуративные точки составов лейкократовых гранитов удыхыноталгыгского и верхнеольдойского комплексов и позднемелового комплекса субщелочных гранитов Джугджурской зоны группируются на диаграммах (рис. I-4 и I-5) вблизи средних (по Р. Дэли) точек щелочноземельных гранитов, щелочных гранитов и аляскитов. Породы этих комплексов относятся к ряду пересыщенных глиноземом, и для них характерно преобладание калия над натрием. Существенных различий по химизму эти комплексы не имеют и в целом не отличаются от сходных формаций других складчатых областей.

Самостоятельную серию дают породы олонгринского комплекса. Для них характерно появление пород, пересыщенных щелочами. Точки составов пород комплекса располагаются вблизи точек средних типов трахита, щелочного гранита и аляскита по Р. Дэли, уклоняясь от них в сторону большей щелочности и лейкократовости. Перечисленные особенности позволяют отнести образования олонгринского комплекса к щелочной серии пород, переходной от габбро-монцонит-сиенитового типа к типу субвулканических лейкократовых гранитов ряда вулканогенных интрузивных формаций [Кузнецов, 1964].

Приведенная краткая характеристика мезозойского магматизма Становой области позволяет сделать следующие выводы.

1. В мезозойском магматизме этой области выделяют три возрастные группы: триасово-юрскую, позднеюрскую — раннемеловую и меловую (послеиеокомовую).

2. Проявление разновозрастного мезозойского магматизма локализуется в пределах зон, разделенных региональными разломами: триасово-юрская группа пород в Верхнеприамурской зоне, позднеюрская — раннемеловая наиболее интенсивно проявлены в Становой зоне, меловая (послеиеокомовая) наиболее интенсивно проявилась в Джугджурской зоне.

3. Подтверждается предположение М. С. Нагибиной, Т. В. Молчановой (1961, 1964), Ю. А. Альбова (1966) о закономерном смещении во времени (омоложении) проявлений магматизма в пределах Становой области с запада на восток.

4. Состав интрузивных образований каждой из выделенных групп закономерно меняется от основного и среднего (начальные фазы) к умеренно-кислому и далее к кислому и субщелочному. Однако магматизм триасово-юрской группы характеризуется общей повышенной щелочностью.

5. Среди мезозойских интрузивных образований Становой области преобладает серия умеренно-кислых пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Значительные массы кислых и субщелочных пород характерны лишь для Верхнеприамурской зоны.

СЕЛЕНГИНО-ЯБЛОНОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ*

Селенгино-Яблоновая складчатая область (рис. I-6) вдоль северо-западного края граничит со структурными элементами байкалид протерозоя, обрамляющих Сибирскую платформу. Геосинклинальное развитие области закончилось в раннем — среднем (?) кембрии, после чего с конца палеозоя — начала мезозоя происходила тектоно-магматическая активизация. Северо-восточная граница области определяется несколько условно. Мы считаем, что ее ограничением служат зоны разломов, частью скрытые, простирающиеся в северо-западном направлении приблизительно из района слияния Шилки и Аргуни. По другую сторону данных разломов располагается Становая складчатая область, магматизм которой описан выше.

Юго-восточной границей области является крупнейший Монголо-Охотский разлом, имеющий протяженность от Охотского побережья до Центральной Монголии.

В составе магматических образований области предположительно выделяются архейские метаморфизованные эффузивы и гранитоиды, залегающие в выступах древнего основания. Более широкое распространение получили эффузивные и интрузивные образования как раннего, так и позднего протерозоя.

В юго-западной части области значительно распространены породы спилит-диабазовой формации раннего кембрия (возможно, позднего протерозоя) и следующие за ними интрузии габбро-плагиогранитовой и внедрившихся позднее пород гранитовой формации.

После длительного перерыва магматическая деятельность возобновляется к концу палеозоя, отражая явления активизации, сопряженной с развитием соседней к юго-востоку Монголо-Охотской складчатой области. И если в раннем палеозое магматизм по всей Селенгино-Яблоновой области носил довольно однородный в общем характер, то в стадию активизации в позднем палеозое и мезозое северо-восток области от юго-запада заметно отличается как по типу магматических образований, так и по их металлогенической характеристике, о чем подробнее сказано ниже.

ВЫСТУПЫ ДРЕВНЕГО ОСНОВАНИЯ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Архейские магматические породы известны только в северо-восточной части Селенгино-Яблоновой области, где изучались А. Ф. Озерским и В. И. Шульдинером. Из них наиболее ранние образовались в протогеосинклинальную стадию, судя по составу, они представляют собой эффузивы и согласные интрузивы, позднее метаморфизованные до гранулитовой фации. Согласно исследованиям В. П. Кирилюка, большая часть их относится к группе габбро-базальта, а некоторые — к группе ультраосновных пород.

К раннеорогенным интрузиям В. И. Шульдинер относит маломощные дайки основных пород, также превращенных в кристаллические сланцы, но иногда сохраняющих реликтовые структуры изверженных пород. К синорогенным, частью позднеорогенным, он относит как круп-

* Написано Н. И. Тихомировым по материалам Л. А. Козубовой, В. В. Павловой, М. И. Розинова, Н. В. Струве, В. И. Шульдинера и других.

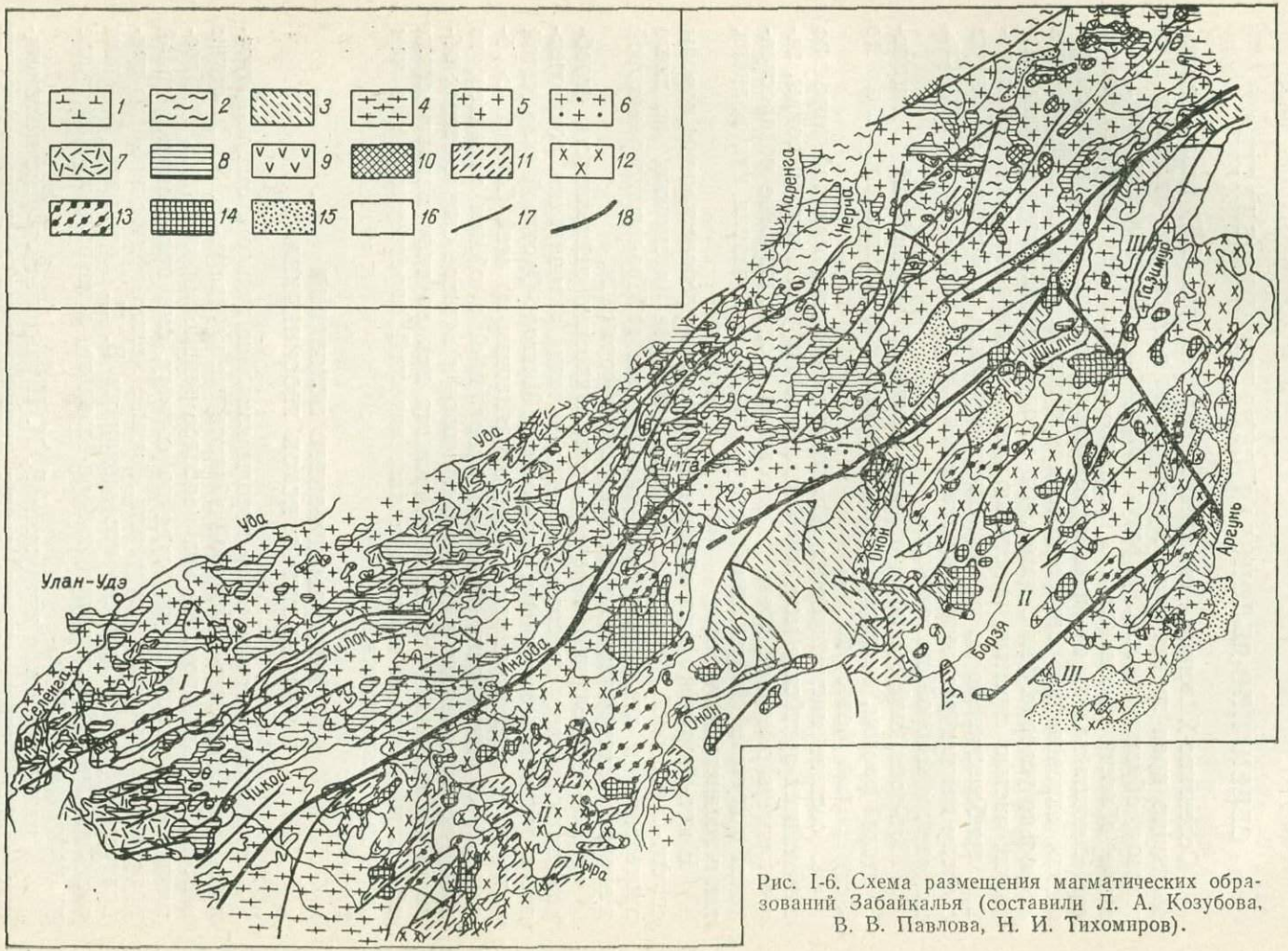


Рис. I-6. Схема размещения магматических образований Забайкалья (составили Л. А. Козубова, В. В. Павлова, Н. И. Тихомиров).

1 — Селенгино-Яблоновая складчатая область и западное окончание Становой области.

Магматические образования древнего фундамента (Pt_1): *1* — гнейсовидные габбро, кварцевые диориты, плагиограниты; *2* — граниты, мигматиты (древнестановой комплекс).

Магматические образования позднебайкальской складчатости (Pt_3—Pz_1) в Селенгино-Яблоновой области *1*, в Аргунском массиве *111* и в выступах фундамента Монголо-Забайкальского звена *11* Монголо-Охотской области. *Геосинклинальная стадия*: *3* — метаморфизованные диабазы, порфириты, частью кварцевые кератофиры (прослои в терригенных породах); *4* — габбро, кварцевые диориты, плагиограниты (ингодинский, джидинский, газимурский, *унгинский комплексы*). *Инверсионная стадия*: *5* — граниты (малханский, олекминский, урулюнгуйский комплексы).

Магматические образования стадии активизации Селенгино-Яблоновой складчатой области (Pz_3—Cr_1): *6* — граниты (хангильский комплекс); *7* — базальтовые и андезитовые порфириты, дацитовые и кварцевые порфиры, трахиты, ортофиры, фельзиты, туфы, туфолавы (черняровская, тамирская, цаган-хунтейская свиты); *8* — габбро, гранодиориты, граниты, щелочные и субщелочные граниты, граносиениты и граниты, лейкократовые граниты и гранит-порфиры (шарагольский, кударинский, аманаканский, бичурский, куналейский, гуджирский комплексы); *9* — трахиандезиты, трахидациты, трахилипариты, перлиты, трахиты (ичетуйская, хилокская, белоурюмская свиты); *10* — диоритовые *порфириты*, гранодиорит-порфиры, граниты и гранит-порфиры, щелочные и лейкократовые граниты (амуджиканский, нерчуганский комплексы).

11 — Монголо-Забайкальское звено Монголо-Охотской складчатой области.

Магматические образования геосинклинальной стадии (D—C_2): *11* — метаморфизованные спилиты, диабазы, андезиты, переслаивающиеся с карбонатно-терригенными породами (ингодинская серия, усть-борзинская, ундургинская, ургуйская свиты).

Магматические образования стадий частной инверсии (C_2—T_2): *12* — габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты, андезиновые граниты, граниты (галовский, ундинский, кыринский комплексы).

Магматические образования стадии общей инверсии и консолидации (T_3—Cr_1): *13* — гранодиорит-порфиры, дацитовые порфиры, диорит-порфириты, дациты, гранит-порфиры, трахидациты, трахилипариты, трахиты, граносиенит-порфиры, кварцевые порфиры, андезито-базальты, андезиты; липариты, трахиандезиты, трахиандезито-базальты (сохондинский субвулканический комплекс, джергалантуйская и бырцинская свиты, тадоронская серия); *14* — габбро-диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, монциониты, гранодиориты, граносиениты, кварцевые сиениты, граниты, диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, гигантопорфировидные граниты, гранит-порфиры, лейкократовые *граниты (шахтаминский, «илинский»* (?), сретенский, харалгинский, кукульбейский комплексы); *15* — липариты, дациты, андезиты, базальты, трахибазальты (усть-карская свита).

111 — Аргунский массив.

Магматические образования стадии акситизации (C_2—C_1), аналогичные геосинклинальной стадии Монголо-Охотского звена (унлинский комплекс) и стадии консолидации (куйтунский комплекс): *12* — граниты (ундинский комплекс); *13* — диориты, монциониты, сиенито-диориты, гранодиориты, граносиениты, граниты, спессартиты, трахиандезиты, андезиты, андезито-базальты, дациты (куйтунский комплекс); *15* — андезито-базальты, дациты, трахиандезиты, липариты (абагайтуйский, релькинский комплексы).

Общие условные обозначения для всех зон:

16 — осадочные образования; *17* — разломы; *18* — разломы, разграничивающие важнейшие структурные зоны (глубинные).

ные, так и мелкие жильные тела гранитов и гранито-гнейсов. Характерной их особенностью является *лейкократовый состав.*

Архейский возраст всех магматических и ультраметаморфических образований определяется *только тесной пространственной* связью с суперкрустальными породами, которые с наибольшей долей вероятности должны быть отнесены к *архею.* Кроме того, как магматические образования, так и вмещающие их породы пересечены раннепротерозойскими интрузиями.

Магматические породы раннего протерозоя в Селенгино-Яблоновой области распространены *значительно, но недостаточная* изученность часто не позволяет уверенно отличать их от более молодых магматических образований. *Лучше они обследованы на* северо-востоке области в пределах Олекминского Становика. Для этой территории В. П. Кирилюк, В. И. Шульдинер и А. Ф. Озерский различают группу доорогенных образований, проявившихся *преимущественно в виде* эффузивов, и синорогенных — в виде крупных плутонов.

Судя по химическому составу этих эффузивов, превращенных в кристаллические сланцы, породы первоначально представляли собою базальты, частью андезиты. В тесной генетической связи с ними залегают согласные, иногда секущие тела основных и ультраосновных пород, также метаморфизованных, но содержащих реликты габбро и оливинитов.

Синорогенные интрузивы представлены дадорским комплексом диоритов и кварцевых диоритов, обладающих иногда крупными размерами и залегающих в виде пластовых, а также межформенных и секущих тел.

Вслед за дадорским комплексом внедрились позднеорогенные граниты и плагиограниты, сопоставляемые с древнестановым комплексом, распространенным в соседней Становой области.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СТАДИЯ

Магматические породы позднего протерозоя известны в северо-восточной части Селенгино-Яблоновой области, где они представлены толщей метаморфизованных эффузивов и связанных с ними субвулканических пород солонцовского комплекса. Толща представлена главным образом кислыми эффузивами, но в подчиненном количестве кроме терригенных отложений присутствуют также прослои основных и средних эффузивов. Субвулканические образования представлены дайками и лакколитами кислого состава.

Солонцовская толща лежит на раннепротерозойском основании и может быть сопоставлена с некоторыми свитами борщовочной серии, которые перекрыты отложениями с органическими остатками венда — нижнего кембрия.

Для юго-западной части области нет вполне достоверных данных о наличии позднепротерозойского вулканизма. Довольно широко распространенные здесь метаморфизованные эффузивы, по данным А. Д. Щеглова и Л. А. Козубовой, скорее всего должны быть отнесены к раннему кембрию. Они и по составу отличаются от эффузивов позднепротерозойского возраста, будучи представлены образованиями спилит-диабазовой формации.

К позднегеосинклинальному периоду относится внедрение габбровых интрузий иногдинского комплекса, которые в количестве немногих тел небольшого размера залегают в разных местах области, однако преимущественно тяготеют к Монголо-Охотскому линеаменту.

К позднегеосинклинальной, а возможно, и к началу раннеинверсионной стадии относится широко распространенный джидинский комплекс, представленный, по Л. А. Козубовой, диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Эти породы слагают иногда очень крупные массивы, эродированная поверхность которых достигает сотен и тысяч квадратных километров. Ими прорываются нижнекембрийские отложения спилит-диабазовой формации и габбро ингодинского комплекса, а в бассейне р. Ортинки на них лежат породы ортинкской свиты с фауной раннего карбона.

Джидинский комплекс вместе с ингодинским образуют габбро-плагиогранитовую формацию. К той же формации следует относить и последний ее член — унгинский комплекс, выделенный и изученный Л. А. Козубовой. Главной составной частью унгинского комплекса являются плагиограниты, в незначительной части гранодиориты.

Полезных ископаемых, которые были бы связаны с интрузивными породами габбро-плагиогранитовой формации, не известно.

ИНВЕРСИОННАЯ СТАДИЯ

В инверсионную стадию развития позднебайкальской геосинклинали широко проявилась гранитовая формация, в которую объединяются малханский и олекминский комплексы гранитового состава, несколько различающиеся между собой по территориальному положению и текстурным особенностям. В то время как малханский комплекс довольно отчетливо тяготеет к Монголо-Охотскому разлому и распространен преимущественно в юго-западной части области, олекминский известен шире, преобладает на северо-востоке. По текстурным особенностям малханский комплекс выделяется своим гнейсовидным сложением в противоположность массивному облику олекминского.

По наблюдениям Л. А. Козубовой, гранитами малханского комплекса прорваны осадочно-эффузивные образования нижнего кембрия (?) и интрузивы габбро-плагиогранитовой формации, а на размытой их поверхности лежат отложения ортинкской свиты с флорой нижнего

карбона. Граниты олекминского комплекса содержат ксенолиты пород ингодинского и джидинского комплексов, а галька олекминских гранитов присутствует в отложениях чачинской свиты, которая датируется как поздний девон — ранний карбон.

Однако многие исследователи относят малханский комплекс не к раннему палеозою, а к позднему протерозою. На более древний возраст указывает, в частности, его гнейсовидный облик наряду с интерпретацией некоторых геофизических данных. Возможно, что если не всем, то многим массивам этого комплекса раннепалеозойский возраст приписывается ошибочно.

СТАДИЯ АКТИВИЗАЦИИ

В ордовике, а возможно даже в конце кембрия, геосинклинальное развитие области прекратилось с превращением ее в складчатую. На протяжении почти всего среднего и позднего палеозоя область испытывала общее поднятие, на фоне которого, вероятно, имели место расколы и некоторые проявления магматизма, однако породы этого возраста нам не известны. Только для конца палеозоя отдельные исследователи (Л. А. Козубова) отмечают появление гранитовых интрузий хангильского комплекса. Начиная с поздней перми и до раннего мела включительно идет прерывистое развитие процессов активизации области, сопровождающихся интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом.

Некоторые массивы гранитов, залегающие в юго-западной части Селенгино-Яблоновой области, по наблюдениям Л. А. Козубовой, следует датировать поздним палеозоем, так как они прорывают малханский комплекс раннего палеозоя, не обнаружены в конгломератах нижнего карбона и на их размытой поверхности лежат туфы триасового возраста. Л. А. Козубова объединяет эти граниты в хангильский комплекс. Они по составу соответствуют среднему типу гранита и характеризуются порфировидным обликом. Связанные с ними полезные ископаемые не известны.

Наличие позднепалеозойских гранитов в области многими геологами (В. В. Старченко и другие) оспаривается. Граниты, выделенные Л. А. Козубовой под названием «хангильского комплекса», они причисляют к бичурскому комплексу триасового возраста.

В мезозое эффузивный магматизм развивался от поздней перми до раннего мела включительно. В юго-западной части Хилокско-Олекминской области широко распространены эффузивные породы базальт-липаритовой формации, представленные черноярovской свитой (мелафиры, порфириты, диабазы и их туфы, изредка фельзиты) пермо-триасового возраста, который определяется по наличию флоры в прослоях терригенных пород, и тамирской свитой (фельзитовые и кварцевые порфиры, туфы) с триасовой флорой.

Следующая, более молодая, но тоже триасового возраста формация (трахит-липаритовая) имеет ясно выраженный щелочной характер и представлена цаган-хунтейской свитой (трахиты, ортофиры, кератофиры, фельзиты, туфы). Эффузивная фация сопровождается субвулканической, представленной санидиновыми порфирами и сиенит-порфирами. Породы цаган-хунтейской свиты имеют более широкое распространение, чем породы черноярovской и тамирской свит, однако в самой северо-восточной части области они не установлены.

Возобновление эффузивной деятельности в средней юре привело к формированию пород ичетуйской свиты, которые Н. В. Струве относит к трахибазальт-трахитовой формации (трахиандезито-базальты, базальты, андезито-базальты, диабазы, в меньшей степени трахитовые и трахилипаритовые порфиры). Ичетуйская свита в терригенных про-

слоях содержит остатки насекомых (Insecta) и пластинчатожаберных. С эффузивами ичетуйской свиты и ее субвулканической фацией связаны рудопроявления редких элементов и месторождения флюорита.

Позднее, уже в позднеюрское время, изливались эффузивы хилокской свиты, будучи приуроченными к разломам, окаймляющим впадины позднеюрско-раннемелового возраста. Породы хилокской свиты лежат на породах ичетуйской и перекрыты отложениями гусиноозерской серии позднеюрско-раннемелового возраста. У нас нет данных о том, был ли значительный перерыв, разделяющий излияния эффузивов ичетуйской и хилокской свит. Может быть, эффузивная деятельность протекала почти непрерывно с небольшими интервалами начиная от средней юры до верхней включительно. Сходство составов пород ичетуйской и хилокской свит позволяет рассматривать их в качестве единой трахибазальтовой формации.

Самым поздним проявлением эффузивного магматизма в Селенгино-Яблоновой области явились излияния лав трахиандезит-базальтовой формации, образовавших цежейскую свиту и распространенных в молодых впадинах юго-западной части области. Свита ложится на породы гусиноозерской серии верхнеюрского — раннемелового возраста и перекрыта неоген-нижнечетвертичными отложениями талогойской свиты. Эти щелочные базальтоиды мелового возраста, по Н. В. Струве, образуют очень сложный комплекс пород, представленный трахибазальтами, трахиандезито-базальтами, шошонитами, банакитами, анальцимовыми и нефелиновыми базальтами. С ними связаны субвулканические породы белоозерского комплекса.

В стадию активизации широко проявился также и интрузивный магматизм, начавшийся внедрением даек и пластообразных интрузий габбро (шарагольский комплекс, по Л. А. Козубовой), за которыми последовали штоки гранодиоритов (кударинский комплекс), а затем граниты бичурского комплекса (по Л. А. Козубовой). Другие авторы объединяют эти породы в один бичурский комплекс триасового возраста, так как всеми ими прорваны вулканогенные породы нижнего триаса, а сами они прорываются щелочными гранитоидами куналейского комплекса, на котором лежит ичетуйская вулканогенная свита средней юры. Куналейский комплекс представлен субщелочными гранитами и сиенитами.

За куналейским комплексом внедрились кислые и ультракислые граниты гуджирского комплекса. Относительно их возраста нет единого мнения. Л. А. Козубова [Интрузивные комплексы..., 1964] определяет их возраст как триасовый, А. Д. Щеглов [1966] — в интервале верхний триас — нижняя юра, другие авторы считают возможным среднеюрский возраст гуджирского комплекса. С гуджирским комплексом связаны месторождения вольфрама и молибдена.

Самым поздним является белоозерский субвулканический комплекс, комагматичный щелочным базальтоидам цежейской свиты. Интрузии белоозерского комплекса представлены разнообразными производными этой базальтоидной магмы с фациальной изменчивостью пластовых тел от трахидолеритов до сиенитов. Дайки многофазны. Для района среднего течения р. Джиды, по М. И. Розинову, установлены следующие возрастные группы даек: 1) габбро-диабазы, эссекситы, монцониты, диорит-порфириты, сиенито-диориты; 2) сиениты, нордмаркиты; 3) сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, фельзит-порфиры. Третья группа имеет весьма малое распространение. С наиболее кислыми дифференциатами белоозерского комплекса связаны месторождения флюорита.

Аналогом триасовых интрузий, объединяемых Л. А. Козубовой в шарагольский, кударинский и бичурский комплексы, в северо-восточной части области является аманандский комплекс, представленный

габбро (в небольшой своей части), диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, граносиенитами и гранитами. Однако триасовый возраст для амананского комплекса многими оспаривается; возможно, он окажется моложе. Другим отличием служат размеры интрузивных тел, которые в амананском комплексе достигают многих сотен квадратных километров. В связи с породами этого комплекса отмечены признаки молибденового оруденения.

Вслед за амананским комплексом в северо-восточной части области произошло внедрение весьма своеобразных пород амуджиканского комплекса, возраст которого всеми авторами принимается в качестве позднеюрского, хотя надежного стратиграфического обоснования для этого не имеется. Вначале внедрились гранодиориты и граниты, а затем дайки «регрессивного» ряда, начиная с гранит-порфиров, затем гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров. Весьма типичными породами комплекса являются гигантопорфировидные граниты, о генезисе вкрапленников которых не прекращается дискуссия. С амуджиканским комплексом связано молибденовое и золотое оруденение. Как некоторые характерные особенности комплекса, так и металлоносность показывают большое его сходство со сретенским комплексом, распространенным к югу от р. Шилки в пределах Монголо-Охотской складчатой области. Эти два комплекса сопряжены и во времени. Однако они распространены в двух различных структурных зонах с различной историей развития. Поэтому объединение их в один амуджикано-сретенский комплекс, как это делалось нами ранее, вероятно, неправильно. Интрузивы этих двух комплексов несут и ряд различий, которые, по-видимому, еще не все установлены и будут выявляться в процессе последующих детальных работ.

Наиболее поздним интрузивным образованием принято считать нерчуганский комплекс щелочных и субщелочных гранитов, возраст которого лежит где-то на грани юры и раннего мела. Однако не все геологи с этим согласны. Г. В. Александров и другие полагают, что он внедрился ранее амуджиканского, хотя отсутствие непосредственных пересечений одного комплекса с другим не позволяет принять вполне однозначное решение.

Таков общий характер развития магматизма в Селенгино-Яблоновой области. Как можно видеть из этого краткого описания, все практически важные эндогенные месторождения имеют мезозойский возраст и связаны с магматизмом стадии активизации.

КОЛЫМСКИЙ, ОМОЛОНСКИЙ И ОХОТСКИЙ МАССИВЫ

Крупными структурными элементами Верхояно-Чукотской складчатой области являются Колымский, Омолонский и Охотский массивы. В их пределах устанавливаются проявления докембрийского, палеозойского и тихоокеанского тектоно-магматических циклов.

ДОКЕМБРИЙ

Древнейшие магматические породы с известной степенью условности подразделяются на архейские и протерозойские.

Архейский, или, что более вероятно, раннепротерозойский гранито-гнейсовый, комплекс Омолонского массива слагается разнообразными гнейсами, мигматитами, амфиболитами и гранитами. Предположительно намечается следующая последовательность в формировании пород: гнейсы — амфиболиты — граниты.

Важное значение в составе комплекса имеют гнейсы, возникшие за счет глубокого метаморфизма пород, скорее всего первично-магматического происхождения. С гнейсами тесно ассоциируют гранито-гнейсы. Амфиболиты залегают в виде дайкоподобных и других тел

небольшого размера, прорывающих гнейсы и гранито-гнейсы. Граниты, тесно связанные с гнейсами, представлены серыми плагиоклазовыми и пользующимися широким распространением красными микроклиновыми разностями. Первые рассекаются вторыми.

Определения абсолютного возраста омолонских гранито-гнейсов, пегматоидных гранитов и гнейсов дали разноречивые результаты — от 184 до 645 млн. лет.

К архейским образованиям Охотского массива относятся амфиболиты, основные кристаллические сланцы и амфиболовые гнейсы, образовавшиеся за счет глубокого преобразования пород изверженного происхождения, а также гранито-гнейсы.

В Колымском массиве проявления докембрийского магматизма установлены в Приколымском и Полоусном окраинных поднятиях. В Приколымском поднятии среднепротерозойскими предположительно считаются граниты, порфироиды и амфиболиты. Граниты слагают в бассейне р. Шаманихи два небольших массива общей площадью немногим более 600 *км*². По внешнему виду шаманихинские граниты сходны с красными омолонскими гранитами. Порфироиды Приколымского поднятия залегают среди доверхнепротерозойских отложений в форме силлов и, возможно, покровов; амфиболиты слагают согласные и секущие тела небольшой мощности.

В Полоусном поднятии предположительно устанавливаются проявления средне- и позднепротерозойского магматизма. К среднему протерозою принято относить внедрение силлов, даек и других тел основного состава, а также излияния порфиритов и спилитов. Силлы и дайки основных пород имеют мощность до 100 *м*, а штокообразные тела достигают нескольких километров в поперечнике. С позднепротерозойским этапом магматизма в Полоусном поднятии связано формирование калгынского интрузивного комплекса. Породы комплекса слагают небольшие штоко- и факолитоподобные тела среднего, основного и кислого состава.

С габбро, пироксенитами и дунитами, выходы которых сосредоточены в бассейне р. Уяндины, связаны проявления хромита, талька, титаномагнетита и сульфидов с повышенными концентрациями никеля и кобальта.

Гранитоидные породы — граниты и гранито-гнейсы — слагают два небольших массива. В их краевых частях отмечаются аплитовидные сиенито-гнейсы.

ПАЛЕОЗОЙ

Наиболее многочисленны проявления палеозойского магматизма на Омолонском массиве. Они представлены здесь абкитским и кедонским комплексом, которые можно отнести к каледонскому тектономагматическому циклу. На Колымском и Охотском массивах с этим циклом связывается эффузивный и интрузивный магматизм.

Породы а б к и т с к о г о комплекса, по данным А. П. Шпетного, образуют сравнительно крупные (Абкитский, Коаргычанский, Анмандыканский) массивы, пространственно связанные с выходами докембрийских образований и достигающие по площади 500—850 *км*.

Нижняя возрастная граница интрузий определяется наличием активных контактов с отложениями ордовикской системы, верхняя — присутствием обломков гранитоидов и других пород комплекса в базальных слоях средне-верхнедевонской вулканогенной толщи. Л. В. Фирсов [1962] на основании определений абсолютного возраста пород относит их внедрение к позднему палеозою или даже раннему триасу *.

* Имеется около 20 определений абсолютного возраста пород; в большинстве они дают цифры 245—275 млн. лет.

Подавляющее большинство интрузий слагается гранитами или гранодиоритами при относительно небольшом значении других пород. Становление комплекса, по-видимому, произошло в два подэтапа. С первым, более ранним, связано внедрение гранитоидных, со вторым — щелочных пород (Анмандыканский массив). Граниты являются самыми распространенными породами комплекса. Это серые и розовато-серые породы, состоящие из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и цветных минералов (5—7%) — биотита и роговой обманки. Очень часты в абкитских интрузиях аляскитовые граниты. Из Анмандыканской интрузии описаны аляскитовые гранито-гнейсы с крупными порфиробластами калиевого полевого шпата.

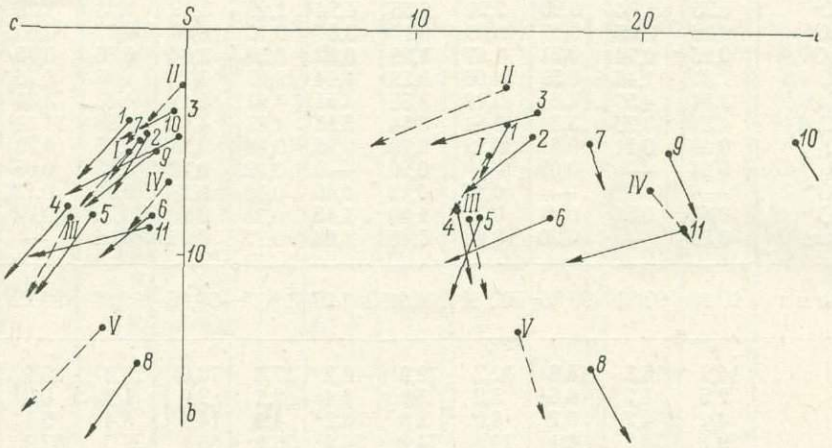


Рис. I-7. Петрохимическая диаграмма пород абкитского комплекса.

1 — роговообманково-биотитовые граниты; *2* — биотит-роговообманковые граниты; *3* — аляскитовые граниты; *4* — гранодиориты; *5* — дациты; *6* — кварцевый нордмаркит-порфир; *7* — кварцевые нордмаркиты; *8* — субщелочные сиениты; *9* — щелочные сиениты; *10* — нефелиновые сиениты; *11* — измененные нефелиновые сиениты.

Средние типы пород по Р. Дэли: I — гранит всех периодов; *II* — аляскит; *III* — гранодиорит; *IV* — нордмаркит; *V* — щелочноземельные сиениты всех типов.

Гранодиориты, подобно гранитам, распространены очень широко, а в строении Абкитской интрузии они отчетливо преобладают над другими породами. Отмечаются также гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры, связанные переходами с дацитами и липаритами.

Особое положение в абкитском комплексе занимают породы Анмандыканской интрузии. Ее центральную часть слагают граносиениты, сменяющиеся по направлению к периферии массива субщелочными и щелочными сиенитами. Более юными дифференциатами интрузии являются нефелиновые сиениты, залегающие в виде линзовидных и дайкоподобных тел.

Граносиениты — лейкократовые породы розово-серой и красно-серой окраски. Они состоят, по данным И. М. Сперанской, из нерешетчатого микроклина (30,9%), олигоклаз-андезина (51,0%), кварца (17,7%), цветных минералов и акцессориев (0,4%). Цветные минералы представлены авгитом с небольшой примесью эгириновой молекулы и роговой обманкой полущелочного типа; редко отмечается биотит. Субщелочные сиениты внешне сходны с граносиенитами, но содержат больше цветных минералов.

Аляскитовые граниты по петрохимическим коэффициентам (табл. I-6, рис. I-7) стоят ближе к щелочным гранитам, чем к щелочноземельным. Еще резче выражен щелочной характер пород Анмандыканской интрузии.

Таблица I-6

Химический состав и числовая характеристика пород абкитского комплекса

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	69,69	70,82	73,22	64,00	64,94	66,44	66,35	56,74	62,54	57,35	57,66
TiO_2	0,29	0,22	0,16	0,49	0,45	0,42	0,22	0,85	0,32	0,45	0,20
Al_2O_3	14,41	15,61	14,54	16,63	16,03	16,87	16,63	16,37	17,88	19,66	21,73
Fe_2O_3	1,68	0,89	0,79	2,84	1,83	1,70	2,18	4,69	2,17	2,07	1,92
FeO	1,75	1,04	0,93	2,20	2,56	1,24	1,29	3,19	1,23	1,38	1,09
MnO	0,06	0,05	0,03	0,09	0,14	0,11	0,10	0,20	0,07	0,035	0,06
MgO	0,86	0,74	0,31	1,67	1,79	0,92	0,59	3,04	0,86	0,75	0,64
CaO	1,81	1,46	0,59	4,66	3,19	1,14	2,07	3,73	1,76	0,75	1,16
Na_2O	3,51	4,58	4,64	3,12	3,52	3,55	4,91	5,11	4,43	4,30	2,27
K_2O	4,51	3,75	3,34	3,51	3,50	5,95	4,87	4,12	7,88	11,34	11,28
P_2O_5	0,09	0,11	0,6	0,22	0,19	0,15	0,09	0,36	0,15	0,20	0,12
CO_2	0,28	—	0,09	—	0,22	—	0,02	0,72	0,13	0,06	0,45
H_2O^-	—	—	—	0,12	0,15	0,49	0,08	0,15	0,16	0,13	0,13
H_2O^+	0,53	0,54	0,41	0,76	1,30	1,15	0,38	0,56	0,35	0,74	0,82
П.п.п.	0,31	—	0,20	0,63	1,46	1,64	0,17	0,06	0,04	—	0,04
Сумма	99,78	99,81	99,85	100,31	101,27	101,77	99,95	99,89	99,97	99,22	99,57
a	14,2	15,3	15,6	12,2	12,9	16,2	17,8	18,0	21,3	26,8	21,9
c	2,5	1,7	0,6	5,2	3,9	1,4	2,1	2,0	1,3	0,2	1,5
b	4,2	4,7	3,7	8,0	8,3	8,2	4,9	14,9	5,4	5,1	67,7
s	79,1	78,2	80,1	74,6	74,7	74,2	75,2	65,1	72,0	67,9	8, 8
a'	13,1	31,1	47,8	—	13,2	44,7	—	—	—	—	52,8
c'	—	—	—	6,5	—	—	7,0	17,05	13,8	14,1	—
f'	59,5	44,5	38,3	58,0	49,6	35,7	62,6	47,4	5,9	60,1	33,1
m'	27,4	24,4	13,9	35,5	37,2	19,6	19,4	34,6	27,6	25,8	14,1
n	54,4	65,1	62,5	57,5	60,6	47,0	60,4	62,8	46,2	36,5	22,8
Q	27,4	23,7	28,5	19,4	21,3	14,6	12,6	7,8	0,1	17,9	10,0
a/c	5,9	9,0	26,0	2,3	3,3	11,6	9,1	9	16,4	134	14,6

* Номер анализа: 1 — роговообманково-биотитовые граниты Абкитской и Хитанинской интрузий (среднее из 2 анализов); 2 — биотит-роговообманковые граниты Кооргычанской интрузии (среднее из 3 анализов); 3 — аляскитовые граниты Кооргычанской и Хитанинской интрузий (среднее из 5 анализов); 4 — гранодиориты Абкитской и Анманданжинской интрузий (среднее из 3 анализов); 5 — дациты Абкитской интрузии (среднее из 8 анализов); 6 — кварцевый нордмаркит-порфир Кооргычанской интрузии (1 анализ); 7—11 — породы Анмандыканской интрузии: 7 — кварцевые нордмаркиты (среднее из 4 анализов), 8 — субщелочные сиениты (среднее из 3 анализов), 9 — щелочные сиениты (среднее из 4 анализов), 10 — нефелиновые сиениты (среднее из 2 анализов), 11 — измененные нефелиновые сиениты (среднее из 3 анализов).

С орогенным этапом каледонского тектоно-магматического цикла на Омолонском массиве связано формирование кедонского комплекса, представленного в эффузивной и интрузивной фациях, по данным А. П. Шпетного (1960 г.).

Образования эффузивной фации кедонского комплекса занимают площадь свыше 20 тыс. км². Среди них наиболее распространены лавы и туфы палеотипных липаритов и дацитов, трахилипаритов — производных андезитовой и базальтовой магм. Палеотипные липариты, дациты и трахилипариты имеют облик пестроцветных порфировых или афировых пород. Дациты через андезитоидные дациты связаны переходами с андезитами. Редко в составе комплекса описываются базальты и спилиты.

В табл. I-7 и на рис. I-8 приведен химический состав некоторых эффузивных и пирокластических пород кедонского комплекса. Их главнейшей особенностью следует считать относительно высокую щелоч-

Таблица I-7

Химический состав и числовая характеристика пород кедонского комплекса

Окислы	1*	2	3	4	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому	1	2	3	4
SiO_2	72,12	66,22	68,58	56,24	*a*	13,6	13,7	15,8	20,3
TiO_2	0,47	0,41	0,31	0,78	*c*	1,0	3,1	0,6	3,5
Al_2O_3	13,71	15,69	15,16	19,54	*b*	5,1	6,8	7,4	8,6
Fe_2O_3	1,42	1,73	2,18	2,42	*S*	80,3	76,4	76,2	67,6
FeO	1,07	1,42	2,11	4,25	*a'*	29,9	16,7	34,8	—
MnO	0,05	0,08	0,05	0,03	*c'*	—	—	—	8,3
MgO	0,51	1,53	0,53	0,88	*f'*	51,2	42,5	53,9	73,6
CaO	1,13	2,52	0,51	3,29	*m'*	18,9	40,8	11,1	18,1
Na_2O	3,94	2,79	3,75	5,88	*n*	61,3	45,4	51,1	67,1
K_2O	3,85	5,10	5,46	4,36	*Q*	32,4	23,3	20,2	8,9
P_2O_5	0,04	0,045	0,12	0,10	*a/c*	10,7	4,3	26,4	5,8
CO_2	0,50	0,84	—	—					
H_2O	0,44	0,81	0,57	1,94					
П.п.п.	1,65	2,57	1,07	—					
Сумма	100,9	101,755	100,4	99,71					

* Номер анализа: 1 — липариты (среднее из 8 анализов); 2 — дациты (среднее из 2 анализов); 3 — трахилипариты (среднее из 4 анализов); 4 — трахит (один анализ).

ность. Анализированные образцы по химизму в большинстве отвечают породам, занимающим промежуточное положение между липаритами и трахитами, и характеризуются заметным преобладанием окиси ка-

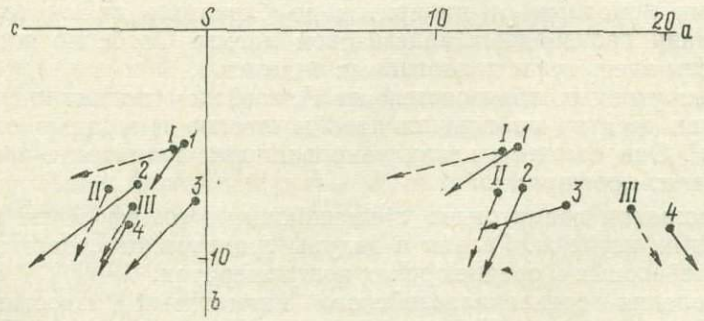


Рис. I-8. Петрохимическая диаграмма пород кедонского комплекса.
1 — липариты; 2 — дациты; 3 — трахилипариты; 4 — трахит.
Средние типы пород по Р. Дэли: I — липарит; II — дацит; III — трахит.

лия в сумме щелочей. По геолого-структурному положению, составу и некоторым другим особенностям эффузивные породы кедонского комплекса сопоставимы с порфировыми формациями Центрального Казахстана и Саяно-Алтайской складчатой области.

Образования интрузивной фации кедонского комплекса представлены гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, палеотипными липаритами и дацитами, слагающими дайки, субвулканические тела и редко интрузии. Заслуживает упоминания Лабазнинская интрузия (37××8 *км*), сложенная в центральной части гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и в краевой — дацитами.

С каледонским тектоно-магматическим циклом на Колымском массиве (Момское поднятие) связано формирование ордовикской трахиандезитовой формации (В. М. Мерзляков, 1965), сложенной базальтами, андезито-базальтами, трахитами и их туфами с прослоями сланцев, *песчаников и известняков суммарной мощностью до 1500 м.*

Не ясно положение т о м м о т с к о г о комплекса (И. Я. Некрасов, 1960, 1962), к которому относятся небольшие штокообразные, конические и линзовидные тела сложного состава, залегающие среди верхнепротерозойских пород Томмот-Уяндинского междуречья. На основании имеющихся определений абсолютного возраста пород аргоновым методом (206—231 млн. лет) И. Я. Некрасов и другие исследователи считают возраст комплекса пермо-карбоновым (?).

Наиболее крупная интрузия комплекса — Томмотская — имеет концентрическое строение: ее центральная часть сложена габбро, горнблендитами и пироксенитами, а внешняя — сиенито-диоритами и граносиенитами.

Главное значение в строении Томмотского массива имеет габбро, связанное постепенными переходами с горнблендитами и пироксенитами. В группе сиенито-диоритовых пород описываются богатые цветными минералами (преимущественно роговой обманкой) диориты и монцониты, а также сиениты. Группу граносиенитовых пород составляют *биотитовые эгириновые граниты, граносиениты, щелочные сиениты*. Граниты характеризуются гнейсовидной текстурой, особенно резко выраженной в эгириновых разновидностях.

Породы томмотского комплекса характеризуются очень непостоянными минералогическим и химическим составами. С породами томмотского комплекса И. Я. Некрасов связывает редкоземельную и ниобиевую минерализацию.

На Колымском массиве вулканогенные образования предположительно средне-позднедевонского возраста занимают площадь около 2000 $км^2$ (Алазейское поднятие). Вулканогенная толща сложена палеотипными породами от липаритов до базальтов включительно, при преобладании производных андезитовой магмы. Особенно широко распространены здесь туфы палеотипных андезитов.

Из интрузивных образований на Алазейском поднятии закартировано свыше десятка небольших даек и штоков площадью от 1—2 до 15—20 $км^2$. Они сложены катаклазированными гранитами, гранодиоритами и гранит-порфирами.

Соотношения гранитоидов с вмещающими их эффузивными образованиями не изучены. Галька и валуны гранитоидов содержатся в норийских, лейасовых и среднеюрских конгломератах.

Проявления среднепалеозойского магматизма известны также в окраинных поднятиях Колымского срединного массива — Приколымском, Момском и Тас-Хаяхтахском.

В Приколымском окраинном поднятии вулканическая деятельность наблюдалась в среднем и позднем девоне. Среднедевонские породы в юго-западной части поднятия, по данным Е. С. Постельникова и Ю. М. Пущаровского (1959), сложены туфами кислых эффузивов. Верхнедевонские образования в бассейнах рек Ясачной и Поповки, по Б. В. Пепеляеву (1961), сложены палеотипными базальтами и туфоконгломератами (200—500 *м*).

Интрузивный магматизм на Приколымском поднятии проявился ограниченно. Предположительно среднепалеозойский возраст имеют *гранитоидные массивы, расположенные на правобережье Колымы.* Один из них — Казачинский — вскрывается в береговых обрывах Колымы, выше Среднеколымска, и занимает площадь свыше 150 *км*^{2}, а два других массива размером около 50 *км*^{2} каждый находятся в бассейне р. Сяпякине. Абсолютный возраст гранитов Казачинского массива, определенный аргоновым методом в лаборатории СВ КНИИ *, равен 211 млн. лет.

Остается не ясным возраст у о ч а т с к о г о интрузивного комплекса, *вскрывающегося в окраинной части Момского поднятия.* В составе комплекса преобладают гнейсовидные гранитоиды, с которыми тесно ассоциируют мигматиты и кристаллические сланцы. До последнего времени возраст гранитов, по данным С. Г. Котляра [1957], считался позднеюрским, а пространственно связанные с ними метаморфические породы — докембрийскими. В. М. Мерзляков (1961) привел убедительные доказательства послекембрийского возраста метаморфических пород. Основываясь на определениях абсолютного возраста гранитоидов и мигматитов (180—220 *млн. лет*), В. М. *Мерзляков и Л. В. Фирсов* (1960, 1962) вначале приписывали комплексу герцинский возраст, а позднее стали считать его триасовым. Более вероятным, по нашему мнению, является предположение о средне- или даже раннепалеозойском возрасте комплекса.

На Охотском массиве с каледонским тектоно-магматическим циклом предположительно связываются гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, залегающие в виде силлов и лакколитов. Самые крупные интрузии — Джаламканская и Право-Кухтуйская — достигают в современном срезе соответственно 30 и 8 *км*^{2}.

Внешне гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры серого цвета с зеленым и красноватым оттенками с многочисленными порфировидными выделениями (1—2 *см*) белого плагиоклаза и реже красно-розового полевого шпата. *Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры связаны* друг с другом постепенными переходами. Они прорывают, по данным Е. Г. Пескова и Р. Б. Умитбаева (1962), ордовикские отложения и содержатся в виде галек в конгломератах среднего — верхнего карбона. По-видимому, нельзя исключать и среднепалеозойский возраст этих пород.

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ — МЕЗОЗОЙ

Поздний палеозой. Проявления позднепалеозойского магматизма одни исследователи склонны связывать с конечными этапами предыдущего палеозойского (герцинского) цикла, другие — с начальными этапами мезозойского цикла.

С наибольшей определенностью устанавливаются проявления позднепалеозойского магматизма на Колымском массиве. В бассейнах рек Поповки и Ясачной известны средне-верхнекаменноугольные базальты, *разделенные слоями туфоконгломератов, туфов и песчаников* (200—400 *м*). Химический состав базальтов из бассейна р. Ясачной приведен в табл. I-8, рис. I-9.

В составе нижнепермской осадочно-вулканогенной толщи рек Поповки и Ясачной на долю туффитов, туфов и лав гиалобазальтов и спилитов приходится около половины общей мощности разреза (400 *м*). В бассейнах рек Поповки и Ясачной широко распространены небольшие сложнодифференцированные интрузии, сложенные габбро, доле-

---

* СВ КНИИ — Северо-восточный, комплексный научно-исследовательский институт (г. Магадан).

ритами, кварцсодержащими натровыми сиенитами, нефелиновыми сиенитами и аляскитами. По данным Б. В. Пепеляева, эти интрузии пермо-триасовые.

Локальные проявления позднепалеозойского магматизма известны также в Тас-Хаяхтахском и Полоусном (хр. Улахан-Сис) поднятиях Колымского массива.

На Омолонском массиве позднекаменноугольный возраст, возможно, имеет маломощная (около 100 *м*) спилитовая толща, выходы которой известны в бассейне р. Кегали.

Таблица I-8

Химический состав и числовая характеристика базальтов Приколымья

Окислы	1*	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому	1
SiO_2	48,59	*a*	6,0
TiO_2	2,56	*c*	7,0
Al_2O_3	14,44	*b*	28,2
Fe_2O_3	2,92	*s*	58,8
FeO	7,62	*a'*	—
MnO	0,15	*c'*	30,4
MgO	5,48	*f'*	36,0
CaO	12,40	*m'*	33,6
Na_2O	2,15	*n*	81,1
K_2O	0,75	*Q*	1,7
P_2O_5	0,19	*a/c*	0,8
CO_2	—		
H_2O^-	1,41		
H_2O^+	0,89		
Сумма	99,55		

* Номер пробы: 1 — базальты бассейна р. Ясачной (среднее из 4 анализов, Б. В. Пепеляев, 1965).

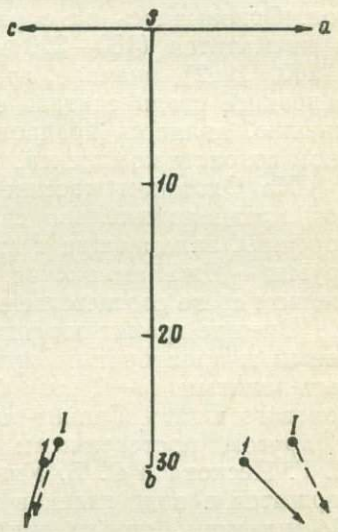


Рис. I-9. Петрохимическая диаграмма базальтов Приколымья.
1 — базальт. *I* — средний тип базальтов по Р. Дэли.

На Охотском массиве кислые и средние лавы и их туфы встречаются среди терригеных отложений перми.

Нет определенных данных о возрасте алучинского интрузивного комплекса, выявленного в бассейне р. Большого Анюя, в границах так называемого Яблонского остаточного массива. Комплекс представлен гипербазитами, габбро и плагиогранитами, внедрение которых С. М. Тильман [1962] и Ю. М. Довгаль [1964] связывают с заключительными этапами герцинского тектоно-магматического цикла. В. А. Гулевич (1962) доказывает позднеюрский возраст комплекса.

Триас. Туфы палеотипных андезитов отмечаются в среднетриасовых отложениях Момского поднятия (бассейн р. Зырянки), верхнетриасовых — Алазейского плоскогорья. На Омолонском массиве проявления триасового магматизма установлены только в последние годы. М. И. Терехов в 1963 г. в южной части массива, в бассейне р. Хивача, изучил несколько некков, имеющих в плане округлую или эллиптическую форму и выполненных агломератовыми лавами миндалекаменных базальтов.

Юра. В ранне- и среднеюрскую эпохи подводные извержения имели место на Колымском массиве, обусловив появление туффитов и туфов андезитов в Алазейском поднятии. В позднеюрскую эпоху происходит заметное оживление вулканической деятельности. На Колымском массиве позднеюрский магматизм проявился очень широко.

Обширные поля эффузивно-осадочных пород морского и континентального происхождения прослеживаются вдоль окраинных поднятий Колымского массива, образуя вулканогенные дуги, названные Л. И. Красным (1958) Туостах-Дебинской и Полоусненской. Состав вулканогенных толщ не постоянен. Так, например, верхнеюрская толща в бассейне р. Эрикит (левобережье р. Момы) сложена преимущественно кислыми эффузивами и их туфами мощностью в 3—4 *км*. В разрезах осадочно-вулканогенных толщ верхней юры зоны сочленения Полоусного поднятия и Уяндинской депрессии преобладают андезиты и базальты и менее распространены липариты и их туфы суммарной мощностью до 4,5 *км*. В бассейнах рек Поповки, Омуленки и Зырянки большие площади занимают выходы илиньтасской свиты, образованной в своей нижней части (500—600 *м*) туфоконгломератами и туфами, реже лавами андезитов, дацитов, липаритов.

С вулканогенными образованиями генетически тесно связаны субвулканические тела. Крупнейшим субвулканическим интрузивом является Буордахский (бассейн р. Момы), занимающий площадь около 850 *км*^{2}. Он сложен липаритами; в самой нижней части его обнажаются граниты и гранит-порфиры.

Кроме типичных субвулканов на Колымском массиве довольно широко распространены и различные интрузивные тела площадью не более 10—22 *км*^{2}, имеющие дайкообразную, штокообразную, линзовидную и хонолитоподобную форму. Многие интрузии являются сложными, сформировавшимися в несколько фаз: в первую фазу произошло внедрение габбро и диоритов, затем — гранодиоритов и тоналитов и, наконец, гранитов.

На Омолонском и Охотском массивах позднеюрский магматизм проявился слабо. Здесь известны андезиты и их туфы, переслаивающиеся с осадочными породами.

Мел. В меловой период магматизм проявился на массивах весьма широко и многообразно. Охотский массив с начала раннемеловой эпохи или даже с конца позднеюрской входит в состав Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Здесь, как и в пределах пояса, с меловым магматизмом связаны наземные излияния лав и внедрение гранитоидных интрузий батолитового типа.

Магматические породы Охотского массива по составу существенно не отличаются от соответствующих пород Охотско-Чукотского пояса. Обращает на себя внимание наличие на массиве крупных гранитоидных интрузий, приуроченных к разрывам субмеридионального направления, и многочисленных гипабиссальных, а также близповерхностных интрузий разного состава. Особенно примечательны силлы и близкие к ним по форме интрузии, сложенные гранит-порфирами, субщелочными гранит-порфирами и диоритовыми порфиритами. По возрасту гранитоидные интрузии Охотского массива в большинстве являются позднемеловыми.

Эволюция магматических процессов на Омолонском массиве протекала приблизительно по тому же плану, что и в прилегающей к нему части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Здесь широко представлены наземные вулканогенные образования андезитового и липарито-дацитового комплексов, а также гранитоидные интрузии, относящиеся предположительно к ранне- и позднемеловому гранитоидным комплексам. В отличие от Охотско-Чукотского пояса на массиве получили чрезвычайно широкое распространение небольшие по разме-

рам интрузивные тела, в совокупности образующие группу малых интрузий, среди которых особое положение занимает омолонский комплекс.

До конца 50-х годов общим признанием пользовалось представление о наличии на Омолонском массиве двух андезитовых и двух гранитоидных комплексов, относящихся соответственно к нижнему и верхнему мелу. В настоящее время выяснилось, что большинство лавовых полей, сложенных андезитами и ассоциирующими с ними породами, должно относиться к верхнему мелу. Наличие нижнемелового андезитового комплекса ставится под сомнение. Возможно, что на массиве представлен один комплекс, формирование которого началось в самом конце раннемеловой эпохи и закончилось в позднем мелу. Гранитоидные интрузии Омолонского массива в большинстве считались раннемеловыми и параллелизовались с интрузиями охотского типа. Работами последних лет установлено, что многие «охотские» интрузии смежных с массивом регионов имеют позднемеловой возраст, а не раннемеловой, как это считалось прежде.

К гранитоидным комплексам на Омолонском массиве относят разнообразные по составу и величине интрузии. Наиболее распространенными породами комплексов являются гранодиориты и граниты, а также щелочные и субщелочные граниты, кварцевые монцониты, граносиениты, сиенито-диориты, монцониты, кварцевые диориты, диориты и габбро. Формирование интрузий протекало в несколько интрузивных фаз с обычной последовательностью во внедрении пород, вначале основных, затем все более кислых. Габбро и диориты в ассоциации с типичными породами гранитоидного комплекса встречаются редко. Чаще они слагают небольшие тела, но иногда встречаются в краевых зонах интрузий как фациальные вариететы или же как производные ранних фаз становления гранитоидного комплекса.

Самыми распространенными породами гранитоидного комплекса являются гранодиориты. Внешний вид и количественно-минеральный состав гранодиоритов непостоянны; среди них имеются разновидности, переходные к гранитам, кварцевым монцонитам и граносиенитам.

Граниты в составе интрузий находятся в подчиненном количестве по отношению к гранодиоритам. Только в самой крупной Олойской интрузии площадью около 150 $км^2$, расположенной на стыке Омолонского массива с Олойским прогибом, они распространены широко и, возможно, даже преобладают над гранодиоритами. Кроме гранитов и гранодиоритов в интрузии известны граносиениты, субщелочные граниты и кварцевые габбро.

Субщелочные граниты распространены относительно широко на Омолонском массиве, особенно в его северной части (интрузии Талалахская и Айненэ). Щелочные граниты обычно слагают дайки и, вероятно, штоки среди субщелочных гранитов (Талалахская интрузия). Характерные цветные минералы щелочных гранитов — эгирин и рибекит, из акцессориев помимо апатита, циркона и сфена в них встречаются фергюсонит, гематит и висмутин. Химический состав субщелочных и щелочных гранитов приведен в табл. I-9 и на рис. I-10.

С гранитоидными комплексами пространственно тесно связаны жильные породы, локализующиеся в материнских интрузиях или в их экзоконтактовых зонах. С кварцевыми монцонитами (Медьгорская интрузия) связано молибденовое оруденение, с щелочными гранитами комплекса — тантал-ниобиевая минерализация.

Породы из группы малых интрузий залегают в форме штоков, силлов, даек лакколитов и субвулканов. Особенно характерны силлы, нередко образующие многоэтажные пластовые интрузии и в ряде случаев, по-видимому, связанные переходами с лакколитами.

В группу малых интрузий входят разнообразные кислые, средние и основные породы щелочноземельного ряда. В структурном отношении *они в одних случаях мало или совсем не отличаются от эффузивов*, в других — представлены хорошо раскристаллизованными разновидностями. Некоторые основные и средние породы, богатые цветными минералами, по составу близки к лампрофирам.

Таблица I-9

Химический состав и числовая характеристика гранитов талалахской интрузии

Окислы	1*	2	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1	2
SiO_2	73,05	75,84	*a*	15,4	13,6
TiO_2	0,29	0,12	*c*	0,5	0,3
Al_2O_3	12,43	10,76	*b*	4,5	4,4
Fe_2O_3	1,54	2,39	*s*	79,6	81,7
FeO	2,15	1,72	*a'*	—	—
MnO	0,13	0,12	*c'*	17,4	7,4
MgO	0,33	0,02	*f'*	70,6	91,7
CaO	0,96	0,32	*m'*	12,0	0,9
Na_2O	4,63	4,26	*n*	63,2	62,6
K_2O	4,09	3,77	*Q*	27,9	35,9
P_2O_5	0,14	0,02	*a/c*	30,8	45,3
CO_2	—	—			
H_2O	0,5	0,07			
П.п.п.	0,5	0,42			
Сумма	100,74	99,83			

* Номер анализа: 1 — субщелочные граниты (среднее из 3 анализов, Ю. Р. Васильев, 1958); 2 — щелочной гранит (1 анализ, Ю. Р. Васильев, 1958).

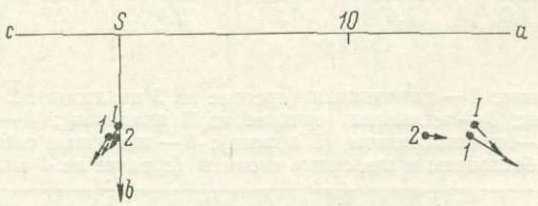


Рис. I-10. Петрохимическая диаграмма гранитов Талалахской интрузии.
1 — субщелочные граниты; *2* — щелочной гранит.
Средние типы пород по Р. Дэли: I — щелочной гранит.

Химический состав липаритов, гранит-порфиров и дацитов, гранодиорит-порфиров приведен в табл. I-10, рис. I-11.

Одним из интересных на Омолонском массиве является омолонский комплекс (А. П. Шпетный, 1960), известный в литературе под названием эссексит-тешенитового [Билибин, 1958]. Комплекс представлен *двумя контрастными сериями пород — щелочных габброидов и* щелочных сиенитов. Наиболее характерными породами из серии щелочных габброидов являются кринаниты, тешениты и эссекситы, в ассоциации с которыми встречаются гленмуириты, камптониты, тералиты, трахидолериты, эссексит-диабазы и диабазы. Щелочные сиениты и бостониты вместе с тингуаитами, сельвсбергитами, нордмаркитами и грорудитами составляют сиенитовую серию пород омолонского комплекса. Химический состав некоторых пород комплекса приведен в табл. I-10, рис. I-11.

Таблица I-10

Химический состав и числовая характеристика пород омолонского комплекса

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5	6	7
SiO_2	44,44	44,14	45,93	49,21	45,73	45,89	63,65
TiO_2	3,14	2,48	2,55	2,08	4,21	2,89	0,62
Al_2O_3	17,05	16,06	17,30	16,79	15,64	16,57	16,57
Fe_2O_3	4,19	6,07	4,06	3,15	5,49	4,59	5,70
FeO	7,70	6,22	7,01	6,94	9,12	7,40	0,59
MnO	0,12	0,14	0,03	0,17	Сл.	0,11	0,16
MgO	6,17	4,95	6,70	4,94	4,46	5,44	0,25
CaO	8,18	9,55	7,49	6,52	6,29	7,61	0,41
Na_2O	3,46	3,03	2,94	3,73	4,08	3,45	6,14
K_2O	1,78	1,57	1,57	2,73	2,05	1,94	3,72
P_2O_5	0,55	0,69	0,26	0,24	0,69	0,49	0,10
CO_2	—	0,89	—	—	—	0,18	0,74
H_2O	1,18	2,40	0,23	1,15	0,37	1,07	0,70
П.п.п.	2,01	4,38	2,12	1,43	1,27	2,24	1,51
Сумма	*99,97*	*102,57*	*98,19*	*99,08*	*99,40*	*99,87*	*100,86*
a	10,7	9,6	9,4	12,8	12,4	11,0	18,6
c	6,7	6,8	7,6	5,4	4,6	6,3	0,5
b	26,5	26,9	24,9	21,4	25,1	25,0	8,5
s	56,1	56,7	58,1	60,4	57,9	57,7	72,4
a'	—	—	—	—	—	—	29,6
c'	13,9	21,4	7,9	13,5	13,1	14,3	—
f'	44,7	45,0	43,5	45,7	55,4	46,6	65,6
m'	41,4	33,6	48,6	40,8	31,5	39,1	4,8
n	75,0	74,6	74,3	67,5	76,0	73,1	71,6
Q	15,9	12,6	10,1	10,2	13,6	12,9	7,1
a/c	1,6	1,4	1,2	2,4	2,7	1,8	3,7

* Номер анализа: 1 — камптониты (среднее из 2 анализов); 2 — кринаниты (среднее из 4 анализов); 3 — тешениты (среднее из 3 анализов); 4 — эссекситы (среднее из 2 анализов); 5 — трахибазальты (1 анализ); 6 — щелочные габброиды (среднее из 12 анализов); 7 — бостониты и щелочные сиениты (среднее из 4 анализов).

Формирование омолонского комплекса связывается с тремя фазами интрузивной деятельности: в первую произошло внедрение щелочных габброидов, во вторую — щелочных сиенитов и бостонитов, в третью — внедрение кринанитов, трахидолеритов и других пород, отличающихся значительной свежестью.

Магматические проявления мелового возраста на Колымском массиве распространены менее широко, чем на Охотском и Омолонском массивах. Они контролируются в основном разрывами, протягивающимися вдоль окраинных поднятий массива.

С раннемеловым магматизмом на Колымском массиве связано формирование вулканогенных толщ, внедрение субвулканических и штокообразных интрузий. Эффузивы, субвулканические тела и батолитоподобные интрузии, обрамляющие северо-западную часть массива, И. Я. Некрасов в 1963 г. объединил в полоусненский комплекс, которому он приписывает позднеюрский — раннемеловой возраст.

В составе позднеюрской полоусненской эффузивной толщи (150—450 *м*) преобладают кислые эффузивы.

В позднемеловую эпоху на Колымском массиве происходили извержение наземных лав и внедрение небольших по размерам интрузий, в большинстве своем субвулканических, но также гипабиссальных.

На Алазейском поднятии к позднему мелу относится 300—350 метровая вулканогенная толща, сложенная трахитами, трахилипаритами, липаритами, дацитами, андезито-дацитами и подчиненными им пирокластолитами. Субвулканические и гипабиссальные породы Алазейско-

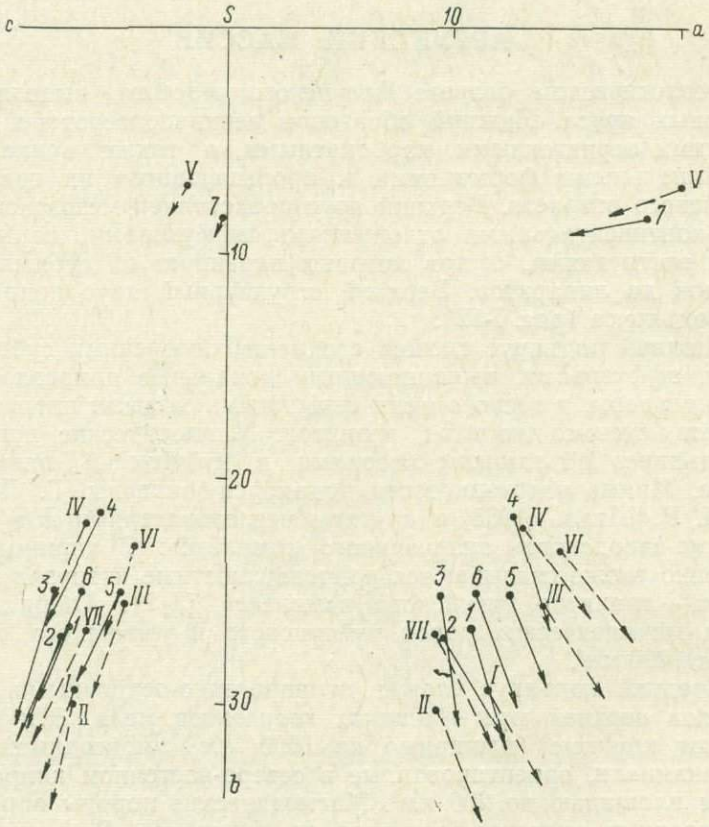


Рис. I-11. Петрохимическая диаграмма пород омолонского комплекса.

1 — камптониты; *2* — кринаниты; *3* — тешениты; *4* — эссекситы; *5* — трахибазальты; *6* — щелочные габброиды; *7* — бостониты и щелочные сиениты.

Средние типы пород по Р. Дэли: I — камптониты; *II* — кринанит; *III* — тешенит; *IV* — эссексит; *V* — бостонит; *VI* — трахибазальт; *VII* — базальты (все).

го поднятия разнообразны по составу — андезиты, габбро, монцониты, граносиениты, щелочные граниты и др.

В хр. Полоусном выделяется также верхнемеловая — палеогеновая толща (мощностью около 1000 *м*), состоящая из калиевых андезитов, базальтов, трахиандезитов и близких к ним по составу пород.

В целом на Алазейском поднятии и в окраинных поднятиях Колымского массива представлены такие же разнообразные породы, как и в группе малых интрузий Омолонского массива. Установлены здесь и аналоги омолонского комплекса. Таковы тешениты Половинного Камня на Колыме (Б. М. Куплетский, 1937) и анальцимовые камптониты Омулевских гор (И. М. Сперанская, 1948). По данным В. М. Мерзлякова и Н. М. Рогатных (1963), в окраинном поднятии хр. Черского широко представлены верхнемеловые — палеогеновые габбро-пикриты, тешенит-пикриты, эссекситы и кринаниты.

С кайнозойским магматизмом связано формирование локальных полей эффузивных пород и субвулканических тел. Они датируются чаще всего палеогеном и представлены дифференциатами основной магмы, нередко обнаруживающими признаки повышенной щелочности.

Четвертичные базальты, известные на Омолонском (бассейн р. Кедон) и Колымском массивах (вулкан Балаган-Тас), по составу и химизму близки к трахибазальтам.

АРГУНСКИЙ МАССИВ

В геологическом разрезе Аргунского массива выделяются два структурных яруса. Нижний образован верхнепротерозойскими и палеозойскими терригенными, карбонатными, а также вулканогенными геосинклинальными формациями и прорывающими их гранитоидами палеозойского возраста. Верхний ярус представлен мезозойскими пресноводно-континентальными отложениями, эффузивами, малыми интрузиями и экструзиями, состав которых варьирует от субщелочных базальтоидов до липаритов. Верхний структурный ярус подразделяется на три подъяруса (рис. I-12).

1. Нижний подъярус сложен средне-верхнеюрскими субщелочными средними эффузивами, выполняющими локальные приразломные впадины и кальдеры, и тесно с ними связанными малыми интрузиями граносиенитов, сиенито-диоритов, гранитов. Магматические породы нижнего подъяруса объединены авторами в куйтунский магматический комплекс. Малые интрузии этого подъяруса описаны Г. Л. Падалка [1958], Н. В. Шталь [1958] и другими исследователями под названием «нерчинско-заводского» интрузивного комплекса. С нижним подъярусом условно также связываются приповерхностные интрузии кварцевых порфиров — гранитов уртуйского комплекса (J_2?). Общая площадь развития магматических пород куйтунского и уртуйского комплексов достигает 1000 *км*^{2}.

2. Средний подъярус сложен вулканогенно-осадочными отложениями верхов верхней юры — нижних горизонтов мела. Эти отложения выполняют крупные (площадью до 1000 *км*^{2}) конседиментационные брахисинклинали, ориентированные в северо-восточном направлении, и кальдеры площадью до 200 *км*^{2}. Магматические породы образуют ряд от субщелочных андезито-базальтов до липаритов. Они выделены авторами в абагайтуевский магматический комплекс. Площадь развития пород этого комплекса в Аргунском массиве достигает 7000 *км*^{2}.

3. Верхний подъярус сложен терригенными угленосными отложениями раннемелового возраста, выполняющими узкие конседиментационные грабены. Излияния субщелочных базальтов и андезито-базальтов рельжинского комплекса раннемелового-палеогенового (?) возраста завершают и, возможно, сопровождают развитие этих структур. Площади распространения пород этого комплекса оцениваются разными авторами от нескольких сотен до 2000 *км*^{2}.

ЮРСКИЙ МАГМАТИЗМ*

К уртуйскому магматическому комплексу относятся мелкие субвулканические и гипабиссальные интрузии кварцевых порфир-гранитов, которые развиты преимущественно в Южном Приаргунье. Об-

---

* Весь палеозойский магматизм Аргунского массива, как однотипный с синхронным ему магматизмом остальной части Восточного Забайкалья, описан в разделе «Монголо-Охотская складчатая область. Монголо-Забайкальское звено».

щая площадь выходов этих пород не превышает 200 *км*^{2}. Впервые комплекс выделен авторами в 1958 г. Интрузии комплекса упоминаются в работах Н. В. Шталь [1958], в сообщениях Х. Д. Лема и А. П. Номоконова. Возраст интрузий комплекса определяется как доверхнеюрский (J_2?). Основанием для этого является наличие галек

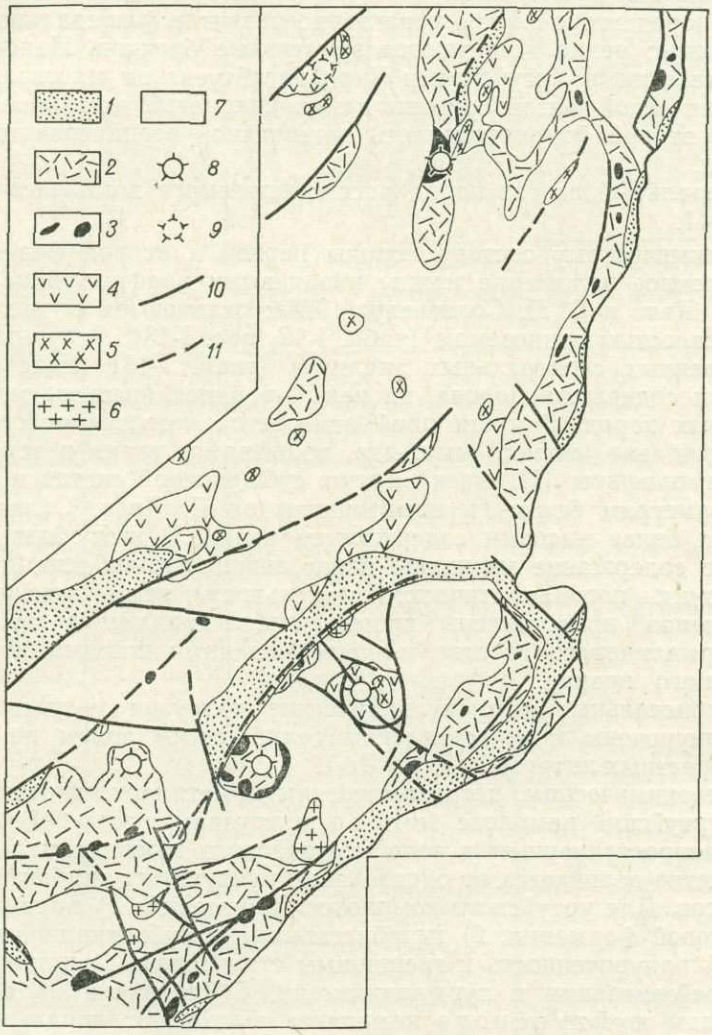


Рис. I-12. Схема размещения мезозойских магматических комплексов Аргунского массива. Составил Г. А. Шатков.

Верхний структурный подъярус (Cr_1): *1* — угленосные отложения (конседиментационные грабены). *Средний структурный подъярус* (J_3—Cr_1): *2* — конседиментационно-складчатые структуры, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями абагайтуевского комплекса; *3* — субвулканические интрузии и мелкие вулканические аппараты липаритов абагайтуевского комплекса. *Нижний структурный подъярус* (J_2—J_3?), *куйтунский комплекс: 4* — трахиандезиты; *5* — малые интрузии граносиенит-диоритов, гранитов; *уртуйский комплекс: 6* — граниты, кварцевые порфиры. *Нижний структурный ярус* (Pz): *7* — граниты, метаморфизованные осадочные породы. *Стратовулканы: 8* — установленные, *9* — предполагаемые. *Крупные разломы: 10* — установленные, *11* — предполагаемые.

кварцевых порфиров (в том числе грейзенизированных и турмалинизированных) в базальных горизонтах отложений Южно-Аргунской впадины позднеюрско-нижнемелового возраста, а также трансгрессивное налегание этих отложений на Уртуйский массив кварцевых порфиров в бассейне пади Черемушная. Дайки лампрофиров, секущие Уртуйский массив, в свою очередь секутся дайками сферолитовых липаритов (Cr_1).

Массивы уртуйского комплекса прорывают нижне- и среднепалеозойские массивы гранитов, реже верхнепротерозойские метаморфизованные осадочные породы. Площадь массивов не превышает 50 *км*^{2}. Становление массивов происходило в три последовательные фазы: 1) мелкозернистые биотитовые граниты, 2) кварцевые порфиры и гранит-порфиры, 3) камптониты.

Для пород второй фазы характерно развитие флюидально-брекчиевых структур; редко встречаются эруптивные брекчии. Наиболее проявлена эта фаза в Уртуйском и Чир-Абагайтуевском массивах. С этой субвулканической фазой связаны дайки кварцевых порфиров. Породы первой и второй фаз подверглись интенсивной серицитизации и грейзенизации.

Минеральный состав пород рассматриваемого комплекса приведен в табл. I-11.

По химическому составу породы первой и второй фаз занимают промежуточное положение между кварцевыми порфирами и аляскитами по Р. Дэли и С. П. Соловьеву (1964); отличаются от них меньшей пересыщенностью глиноземом (табл. I-12, рис. I-13). Результаты полуколичественных спектральных анализов (табл. I-13) свидетельствуют о высоком содержании олова, на целый порядок превышающем кларк для кислых пород. В части проб отмечается повышенное содержание бора, молибдена, свинца, мышьяка, вольфрама, урана и тория (табл. I-14). Лампрофиры (III фаза) имеют субщелочной состав и по основным параметрам близки к камптонитам по Р. Дэли. Отличаются от последних более высоким содержанием калия. В них обнаружено повышенное содержание мышьяка, олова, свинца и молибдена (табл. I-13).

Продукты постмагматической деятельности, кроме отмеченных выше грейзенов, представлены протяженными жилами и штокверками кварц-турмалинового состава и более поздними жилами крупнокристаллического кварца.

Гипабиссальные и субвулканические интрузии уртуйского комплекса приурочены к тектоническим ослабленным зонам на границах разновозрастных интрузий (Pz_1 и Pz_2).

По геохимическим, петрохимическим и металлогеническим особенностям уртуйский комплекс близок к интрузиям кукульбейского комплекса, распространенным в зоне мезозойского геосинклинального прогиба, и четко отличается от образований куйтунского и абагайтуевского комплексов. Для уртуйского комплекса характерны: 1) принадлежность к гранитовой формации, 2) гипабиссальный и субвулканический облик пород, 3) приуроченность к трещинным структурам, 4) широкое проявление грейзенизации и турмалинизации, 5) признаки оловоносности.

Породы куйтунского комплекса выполняют локальные вулкано-тектонические структуры площадью 100—300 *км*^{2}. К ним относятся Куйтунская, Запокровская, Козулинская и другие структуры. Общая площадь выходов этих пород 800 *км*^{2}. Изучением пород комплекса занимались Г. Л. Падалка (1955, 1964), Н. В. Шталь (1952, 1963), Б. И. Поляков (1962), В. С. Кормилицын (1960), Р. В. Лесняк (1965), И. Н. Томсон (1963), Н. С. Соловьев, Г. А. Шатков (1963) и другие геологи.

Возраст куйтунского комплекса определяется следующими данными: 1) малые интрузии комплекса прорывают отложения нижнеюрского возраста; 2) малые интрузии и эффузивы комплекса трансгрессивно перекрыты вулканогенно-осадочными отложениями верхнеюрско-нижнемелового возраста (район с. Козулино). Гальки всех пород куйтунского комплекса наблюдаются в базальных горизонтах отложений Южно-Аргунской впадины (J_3—Cr); 3) результаты определений абсолютного возраста (табл. I-15) не противоречат стратиграфическому положению пород куйтунского комплекса.

Таблица I-11

Минеральный состав главных типов магматических горных пород Аргунского массива

Комплекс	Порода	Минералогический состав, об. %								Примечание
		Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Пироксен	Роговая обманка	Оливин	Основная масса	
Рельжинский	Базальт	35	—	—	—	30	—	15	20	Плагиоклаз № 40—60; пироксен-пижонит, титан-авгит; оливин-магниевого ряда; акцессории: титаномагнетит, апатит, циркон, пирит и др.
	Андезито-базальт	55	—	—	—	10	—	5	30	
Абагайтуевский	Липарит	8	11	6	3	—	—	—	72	Плагиоклаз № 30—40; калиевый полевой шпат — санидин; акцессории: магнетит, апатит, циркон, ильменит, флюорит, пирит, турмалин и др.
	Дацит	25	1	2	7	—	—	—	65	
	Андезит	33	—	—	—	10	9	—	48	Плагиоклаз № 35—55; пироксен—моноклинный, реже ромбический, роговая обманка базальтическая; акцессории: магнетит, ильменит, апатит, циркон, сфен, пирит и др.
	Андезито-базальт	47	—	—	—	8	—	4	41	
	Базальт	50	—	—	—	15	—	13	22	
Куйтунский	Гранит	30	36	28	6	—	—	—	—	Плагиоклаз № 10—20 в кислых разновидностях пород, № 30—50 в более основных разновидностях пород. Калиевый полевой шпат—ортоклаз; пироксен моноклинный; акцессории: магнетит, ильменит, пирит, лейкоксен, циркон, сфен, апатит, флюорит, касситерит и др.
	Гранодиорит	42	23	17		18		—	—	
	Диорит	53	15	4		28		—	—	
	Трахиандезит	27	—	—		8		—	65	
Уртуйский	Кварцевый порфир	10	9	20	2	—	—	—	59	Плагиоклаз № 10—20; калиевый полевой шпат—микроклин; акцессории: магнетит, гематит, циркон, касситерит, апатит, монацит, топаз, флюорит и др.
	Гранит	25	33	39	3	—	—	—	—	

Средний химический состав и числовая характеристика магматических пород Аргунского массива

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	49,81	73,36	67,50	55,70	60,08	70,25	62,47	60,62	42,20	75,62
TiO_2	1,40	0,24	0,39	1,42	0,84	0,31	0,55	0,77	2,80	0,19
Al_2O_3	15,95	12,34	14,35	15,80	14,27	14,75	15,90	16,10	14,80	12,19
Fe_2O_3	3,18	1,26	1,67	4,42	2,13	0,80	1,10	1,88	4,13	0,97
FeO	5,30	0,78	1,63	3,38	2,84	2,00	3,52	4,15	10,12	1,54
MnO	0,10	0,03	0,03	0,10	0,08	0,03	0,05	0,05	0,27	0,04
MgO	5,51	0,45	0,80	3,25	4,13	0,80	2,86	2,40	6,26	0,35
CaO	8,41	0,79	1,50	5,87	4,65	1,80	4,21	4,40	6,82	0,65
Na_2O	3,40	2,97	3,15	3,74	3,00	3,67	3,71	3,70	2,38	3,18
K_2O	1,92	4,90	3,68	2,76	4,63	4,33	4,00	3,93	2,60	4,58
H_2O	0,65	0,44	0,27	0,80	0,54	0,16	0,13	0,32	0,07	0,04
P_2O_5	0,87	0,53	0,10	0,70		0,10	0,15	0,18		0,08
П.п.п.	3,50	1,91	4,93	2,06	1,84	1,00	1,35	1,50	7,32	0,57
CO_2	—	—	—	—	1,24	—	—	—	—	—
Сумма . . .	100,00	100,00	100,00	100,00	100,27	100,00	100,00	100,00	99,77	100,00
a	10,7	13,4	12,4	12,7	13,4	14,1	14,0	14,0	9,9	13,1
c	5,8	0,9	1,8	4,6	2,9	2,1	3,7	3,9	5,9	0,7
b	22,9	3,5	7,6	15,8	14,5	5,0	10,6	11,3	29,3	3,6
s	60,6	82,2	78,2	66,9	69,2	78,8	71,7	70,8	54,9	82,6
a'	—	27,0	41,8	—	—	21,6	—	—	—	25,0
f'	36,0	51,9	40,0	46,4	31,7	51,3	40,6	50,3	50,0	59,0
m'	42,4	21,1	18,2	35,8	48,9	27,1	45,8	36,2	39,3	16,0
c'	21,6	—	—	17,8	19,4	—	13,6	13,5	10,7	—
h	73,3	48,0	56,6	66,6	49,2	56,2	58,8	59,4	58,0	51,4
φ	12,5	30,7	20,0	25,0	12,8	13,5	9,0	14,7	13,2	21,4
t	2,1	0,2	0,4	1,7	1,0	0,3	0,6	0,9	4,7	0,2
Q	—6,0	36,7	29,8	+3,8	8,7	27,3	11,7	9,7	—15,9	58,3
a/c	1,8	14,9	6,8	2,7	4,6	6,7	3,18	3,6	1,7	18,7

* *Номер анализа:* 1 — *андезито-базальты, рельжинский комплекс (среднее из* 5 анализов); абагайтуевский комплекс. 2 — липариты (среднее из 30 анализов); 3 — дациты (среднее из 23 анализов); 4 — андезито-базальты (среднее из 14 анализов); куйтунский комплекс; 5 — монцониты (1 анализ), 6 — граниты (среднее из 19 анализов). 7 — граносиенито-диориты (среднее из 21 анализа); 8 — трахиандезиты (среднее из 9 анализов); уртуйский комплекс: 9 — камптониты (1 анализ); 10 — гранит-порфиры (среднее из 4 анализов).

Эффузивы выполняют локальные впадины, являющиеся реликтами крупных вулканов центрального типа (рис. I-14). Малые интрузии, прорывающие эффузивы, группируются в цепочки штоков и даек *северо-восточного, реже северо-западного направлений. Эти цепочки про-*

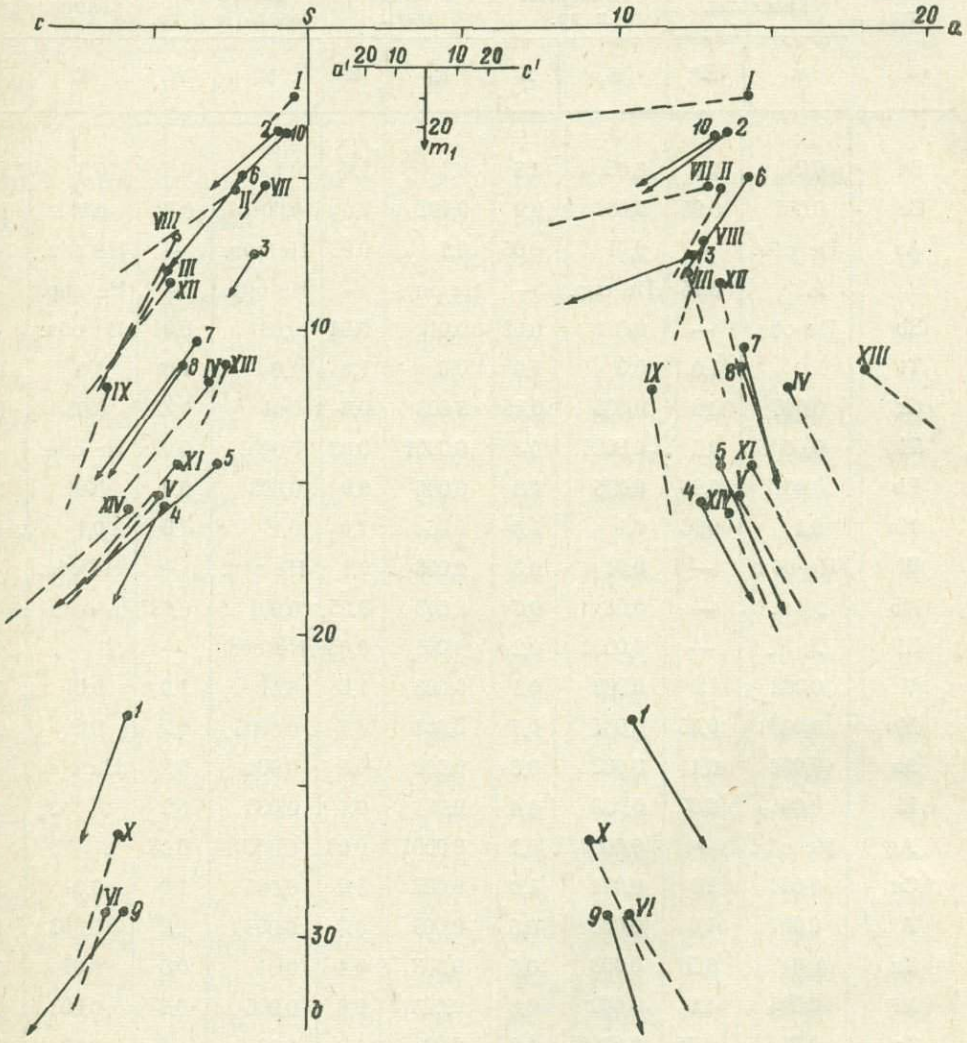


Рис. I-13. Петрохимическая диаграмма мезозойских магматических пород Аргунского массива.

Рельжинский комплекс: 1 — андезито-базальты. *Абагайтуевский комплекс: 2* — липариты; *3* — дациты; *4* — андезито-базальты. *Куйтунский комплекс: 5* — монцониты; *6* — граниты; *7* — граносиениты; *8* — трахиандезиты. *Уртуйский комплекс: 9* — камптониты; *10* — гранит-порфиры.
Средние типы пород по Р. Дэли: I — аляскит; *II* — гранит всех периодов; *III* — гранодиорит; *IV* — сиенит; *V* — монцонит; *VI* — камптонит; *VII* — липарит; *VIII* — дацит; *IX* — андезит; *X* — базальт; *XI* — латит; *XII* — кварцевый латит; *XIII* — трахиандезит; *XIV* — шошонит.

слеживаются далеко за пределы современных контуров эффузивов. В отдельных случаях (Куйтун) выделяются кольцевые интрузии и дайки. Для эффузивов характерна сложная перемежаемость лав, туфов и агломератов. Мощность разреза достигает 600—800 м. Малые интрузии сформировались в три последовательные фазы: 1) диориты, монциниты, сиенито-диориты, 2) гранодиориты, граносиениты, граниты, 3) монциниты, спессартиты.

Таблица I-13

Содержание элементов-примесей в магматических породах Аргунского массива

Элементы	Рельжинский комплекс		Абагайтуевский комплекс						Куйтунский комплекс								Уртуйский комплекс			
	Базальты		Липариты и др.		Трахидациты		Андезито-базальты и др.		Монцониты		Граниты и др.		Граносиениты и др.		Латиты и др.		Камптониты		Граниты, кварцевые порфиры	
	%	K*	%	K	%	K	%	K	%	K	%	K	%	K	%	K	%	K	%	K
Ba	0,2	1,0	0,06	0,6	0,1	1,0	0,1	0,8	0,3	1,0	0,3	0,45	0,3	1,0	0,3	1,0	Не опр.	—	Не опр.	—
Be	0,001	0,95	0,001	0,9	0,001	1,0	0,001	0,7	0,001	1,0	0,001	1,0	0,001	1,0	0,001	1,0	„ „	—	„ „	—
As	Не обн.	—	0,01	0,05	0,1	0,03	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	0,003	0,6	0,003	0,25
P	0,1	0,75	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	0,1	0,7	0,01	0,1
Sb	Не обн.	—	0,001	0,02	0,01	0,04	0,001	0,01	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
Ti	1,0	1,0	0,3	1,0	0,6	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,6	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,3	1,0
Cr	0,005	0,8	0,003	0,35	0,003	0,6	0,01	0,75	0,02	1,0	0,02	0,2	0,02	0,5	0,02	0,45	0,03	0,7	0,01	0,15
Tl	0,0001	0,1	0,0001	0,3	0,0001	0,03	0,0001	0,02	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	0,0003	0,1
Pb	0,001	0,95	0,006	1,0	0,006	0,9	0,003	0,9	0,01	1,0	0,01	1,0	0,01	0,9	0,01	1,0	0,003	1,0	0,006	1,0
Mn	0,1	0,95	0,1	1,0	0,06	1,0	0,1	1,0	0,1	1,0	0,03	1,0	0,1	1,0	0,1	1,0	0,1	1,0	0,03	1,0
W	Не обн.	—	0,01	0,3	0,003	0,1	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	0,003	0,1
Nb	„ „	—	0,01	0,7	0,003	0,25	0,001	0,02	„ „	—	„ „	—	„ „	—	„ „	—	„ „	—	0,001	0,05
Bi	„ „	—	0,0001	0,2	0,001	0,05	Не обн.	—	„ „	—	„ „	—	„ „	—	„ „	—	„ „	—	0,001	0,05
V	0,003	1,0	0,003	0,9	0,003	1,0	0,01	1,0	0,01	1,0	0,003	0,5	0,01	1,0	0,01	0,9	0,003	1,0	0,003	0,5
Mo	0,0003	0,35	0,001	0,7	0,001	0,7	0,0006	0,7	0,001	0,25	0,001	0,45	0,001	0,1	0,001	0,5	0,0003	0,4	0,001	0,6
Sn	0,001	0,1	0,002	0,6	0,002	0,2	0,001	0,2	Не обн.	—	0,002	0,5	Не обн.	—	0,001	0,1	0,003	0,15	0,003	1,0
Li	0,001	0,07	0,003	0,4	0,001	0,1	0,003	0,2	„ „	—	Не обн.	—	„ „	—	Не обн.	—	0,003	0,15	0,01	0,15
Ag	Не обн.	—	0,00001	0,1	0,0001	0,08	0,00001	0,08	„ „	—	„ „	—	„ „	—	„ „	—	0,0001	0,15	Не обн.	—
Cu	0,003	1,0	0,001	1,0	0,003	1,0	0,006	1,0	0,01	1,0	0,01	1,0	0,01	1,0	0,01	1,0	0,003	0,9	0,003	0,8
Y	0,001	1,0	0,003	0,6	0,003	0,7	0,003	0,7	0,003	1,0	0,006	0,9	0,006	0,75	0,01	0,9	Не обн.	—	0,03	0,5
Zn	0,01	0,5	0,003	0,6	0,003	0,4	0,01	0,5	0,01	0,5	0,01	0,6	0,01	0,7	0,01	0,5	0,01	0,5	0,006	0,5
Ni	0,003	1,0	0,002	0,8	0,003	0,8	0,006	0,9	0,003	0,75	0,003	0,3	0,003	0,5	0,003	0,7	0,003	1,0	0,001	0,7
Zr	0,01	0,75	0,03	1,0	0,03	1,0	0,03	1,0	0,03	1,0	0,03	1,0	0,03	1,0	0,03	1,0	Не опр.	—	Не опр.	—
Co	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	0,001	0,75	0,001	0,3	0,002	0,8	0,001	0,7	0,003	0,7	Не обн.	—
Sr	„ „	—	„ „	—	„ „	—	„ „	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—
Hg	Не обн.	—	0,001	0,01	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
Кол-во проб	17		350		100		130		4		19		11		36		7		44	

* $K = \frac{\text{Количество проб, содержащих данный элемент}}{\text{Количество анализированных проб}}$

Таблица 1-14

Содержание U и Th в магматических породах Аргунского массива

Порода	Комплекс	Люминесцентный анализ	К-во анализов	Радиохимический анализ			К-во анализов
		U, 10^{-4} %		U, 10^{-4} %	Th, 10^{-3} %	Th/U	
Андезито-базальты, базальты, долериты, гиалобазальты	Рельжинский	1,0—6,5 / 2,8	20	1,6—4,3 / 2,8	0,5—1,7 / 0,9	1,4—4,7 / 3,3	7
Субщелочные липариты, фельзиты, деллениты	Абагайтуевский	1,5—22,0 / 7,8	370	2,0—15,3 / 6,6	1,3—7,0 / 3,3	2,2—11,5 / 5,0	87
Дациты, кварцевые латиты		1,2—13,7 / 4,7	113	1,8—6,8 / 3,9	1,3—4,7 / 2,5	3,1—13,1 / 6,4	28
Трахиандезито-базальты, латиты, гиалобазальты, андезито-базальты		0,9—4,5 / 2,0	97	1,2—2,8 / 2,2	0,4—1,4 / 0,9	1,9—8,3 / 4,1	29
Монцониты	Куйтунский	*Не опр.*		3,5—5,0 / 4,2	2,2—2,5 / 2,4	5,0—6,3 / 5,7	4
Граниты, кварцевые порфиры		„ „		2,1—13,5 / 5,4	1,1—7,0 / 3,7	1,2—13,8 / 6,8	107
Сиенито-диориты, гранодиориты, диориты		„ „		2,1—6,6 / 4,6	1,2—3,9 / 2,2	1,6—13,2 / 4,7	18
Латиты, дациты, андезито-дациты, андезиты		„ „		2,4—13,2 / 5,1	0,9—4,2 / 2,2	2,3—9,0 / 4,3	128
Лампрофиры (камптониты)	Уртуйский	„ „		0,9—2,1 / 1,3	0,3—0,7 / 0,4	2,5—3,3 / 3,1	4
Кварцевые порфиры, граниты		„ „		1,9—7,4 / 4,8	1,7—2,8 / 2,4	1,9—8,8 / 5,0	22

Таблица I-15

Абсолютный возраст магматических пород Аргунского массива

Номер образца	Порода	Комплекс	Местонахождение	Возраст, млн. лет	Предполагаемый геологический возраст	Автор коллекции, год сбора
63—188[a] / 2031	*Липарит*	Абагайтуевский	Водораздел рек Уров и Большой Зерентуй	129±7	Cr_1	И. Н. Томсон, 1964
192—63 / 2040	Липарит	„	*Рудник Абагайтуй*	140±6	„	То же
13—63 / 2032	Липарито-дацит	„	Падь Куку-Азарга	122±7	„	„ „
296/63	Перлит	„	Падь Тулукуй	125±5	„	Г. А. Шатков, 1963
б/н	Липарит	„	Гора Маркосиха	133	„	Л. П. Ишукова, 1956
5029/64	Дацит*	„	Сел. Абагайтуй	130±5	„	Г. А. Шатков, 1964
146/63 / 2041	Андезито-базальт	„	Рудник Абагайтуй	158±9	„	И. Н. Томсон, 1964
80—63 / 2036	Андезито-базальт	„	Сел. Мациевская	157±9	„	То же
5044	Гранит*	*Куйтунский*	*Падь М. Кодатуй*	143	J_3	Р. В. Лесняк, 1963
3048	Гранит*	„	Рудник Запокровский	140	„	Р. В. Лесняк, 1962
3059	Гранит*	„	То же	136	„	То же
186	Граносиенит*	„	Падь Евсиха	161±8	„	И. Н. Томсон, 1963
П-230	Граносиенит*	„	*Падь Куйтун*	160±6	„	О. П. Полякова, 1960
4721	Граносиенит*	„	Падь Евсиха	167	„	Р. В. Лесняк, 1963
4870	Граносиенит-порфир*	„	*Падь Меримаче*	162	„	То же
3062	Кварцевый диорит*	„	Рудник Запокровский	163	„	Р. В. Лесняк, 1962
б/н	Латит*	„	*Падь Крестьянка*	173±8	„	И. Н. Томсон, 1963
65—62 / 2035	Трахиандезит	„	Падь Куйтун	169±9	„	То же
1821/64	Кварцевый порфир грейзенизированный	Уртуйский	Падь Куб	360±15	J_2	Г. А. Шатков, 1964

*Определения производились по биотиту, возраст всех других пород определялся по валовым пробам.

Эффузивы представлены однообразными по составу породами трахиандезитового ряда, реже встречены андезито-базальты и дациты. В табл. I-11 приведен количественно-минералогический состав главных типов пород куйтунского комплекса.

Фигуративные точки химических составов эффузивов, взятые из разных частей разреза, располагаются на диаграмме А. Н. Заварицкого в пределах треугольника латит — кварцевый латит — трахиандезит. Близкий к ним состав имеют гранодиориты и сиенито-диориты (табл. I-12, рис. I-13). Гранит-порфиры занимают промежуточное положение между нормальными гранитами и аляскитами по Р. Дэли.

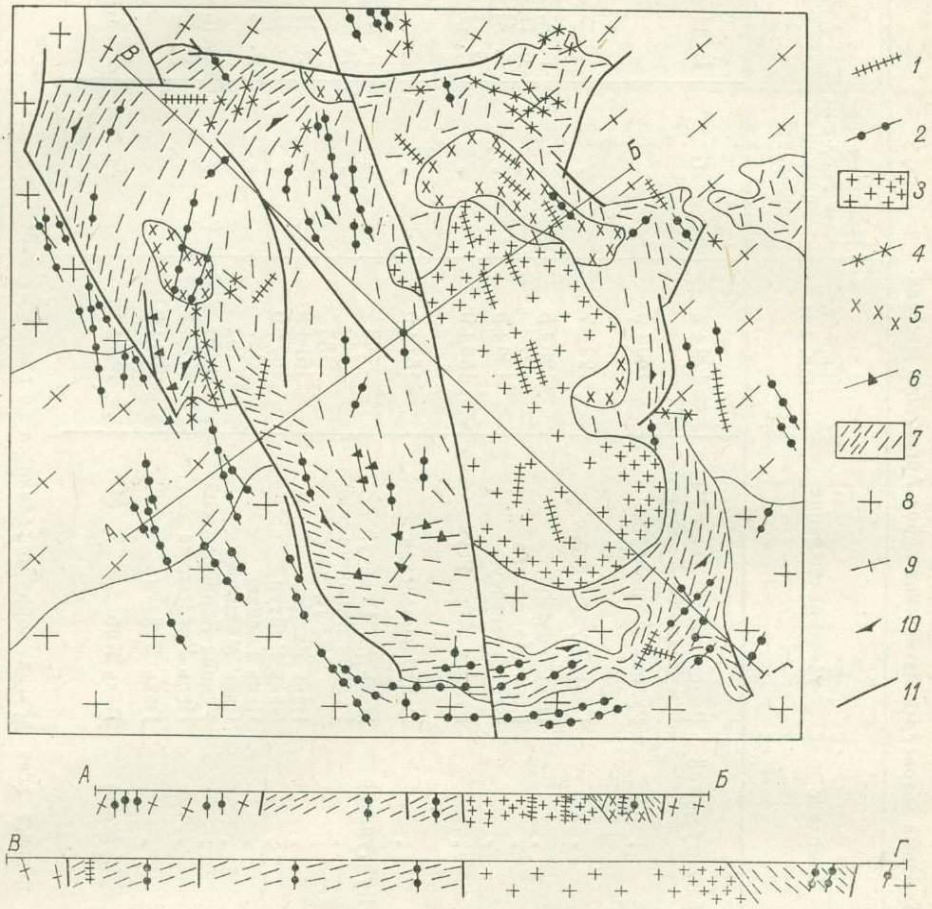


Рис. I-14. Геологическая карта Куйтунского вулкана. Составил Г. А. Шатков с использованием материалов Л. П. Ищуковой, В. М. Кузнецова, Б. И. Полякова, Н. С. Соловьева, П. А. Строна, 1958—1965 гг.

Куйтунский комплекс (J_3): *1* — дайки монцонитов и спессартитов, *2* — дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров, *3* — гранит-порфиры, граниты, *4* — дайки граносиенит-порфиров, сиенито-диоритов, *5* — граносиениты, сиенито-диориты, *6* — дайки трахиандезитов, синхронные эффузивам, *7* — трахиандезиты — кварцевые латиты (лавы, туфы, агломераты, эруптивные брекчии, ксенотуфы); *палеозойские интрузии:* *8* — среднезернистые лейкократовые граниты (Pz_2), *9* — порфиробластические биотитовые граниты, гнейсы (Pz_1); *10* — элементы залегания флюидальности и слоистости; *11* — разломы.

Магматические породы куйтунского комплекса характеризуются повышенными содержаниями, по сравнению с кларками, свинца, бария, бериллия, меди, урана, тория (табл. I-13, I-14). Постмагматическая гидротермальная деятельность проявлена в форме пропилитизации и окварцевания пород. С куйтунским эффузивно-интрузивным комплексом парагенетически связаны месторождения свинца, цинка,

серебра, мышьяка. Вулканогенно-тектонические впадины и малые интрузии располагаются в зонах крупных разломов.

Основные черты куйтунского магматического комплекса следующие.

1. Структурная связь эффузивов и малых интрузий, развитие структур центрального типа и тесная петрохимическая и геохимическая близость эффузивов и малых интрузий.

2. Преимущественно средний состав пород комплекса при некоторой тенденции к повышению щелочности (отношение K/Na близко к 1 для всей серии пород).

3. Парагенетическая связь полиметаллических месторождений Приаргунья с этим комплексом.

МЕЛОВОЙ МАГМАТИЗМ

Эффузивы абагайтуевского магматического комплекса наиболее распространены в Аргунском массиве. Общая площадь выходов этих пород 7000 *км*^{2}. Суммарная мощность разреза достигает 1000 *м*.

Изучением этих эффузивов в Приаргунье занимались И. В. Лучицкий [1950], М. С. Нагибина [1963], Н. В. Шталь (1963), Н. С. Соловьев, П. А. Строна (1963), Г. А. Шатков (1964). Комплекс выделяется авторами впервые.

Возраст пород комплекса определяется по следующим данным: 1) в туффитах и пепловых туфах постоянно присутствует пресноводная фауна, датирующая отложения комплекса как верхи юры (титон) — низы мела (валанжин); 2) эффузивы комплекса трансгрессивно перекрывают магматические породы уртуйского и куйтунского комплексов; 3) нижнемеловые угленосные отложения с несогласием перекрывают самые молодые образования абагайтуевского комплекса; 4) результаты определений абсолютного возраста подтверждают предполагаемый геологический возраст пород рассматриваемого комплекса (табл. I-15).

Эффузивы абагайтуевского комплекса совместно с туффитами и терригенными породами выполняют широкие конседиментационно-складчатые структуры площадью до 1000 *км*^{2}, вытянутые в северо-восточном направлении. Отдельные впадины группируются в северо-восточные цепочки протяженностью до 200 *км*. На водоразделах между впадинами располагаются кальдеры, представляющие собой реликты стратовулканов (рис. I-15).

Общая последовательность образования продуктов вулканизма на примере Южно-Аргунской впадины и Тулукуевской кальдеры такова: 1) лавы, отчасти туфы и лавовые брекчии андезито-базальтов; 2) туфы, игнимбриты дацитов, липарито-дацитов с покровами андезито-базальтов; 3) покровы и крупные трещинные тела базальтов, андезито-базальтов, трахиандезитов; 4) лавы и экструзивы дацитов; 5) игнимбриты, туфы, лавы, экструзии и субвулканические интрузии липаритов. Экструзии и интрузии образуют протяженные цепочки (150 *км*) в пределах крупных впадин и кольцевые тела по периферии кальдеры.

Таким образом, вулканическая деятельность протекала в два ритма, начинаясь излияниями основных пород и завершаясь экструзиями липаритов. Эффузивы комплекса имеют стандартный минералогический состав (табл. I-11), а породы, слагающие субвулканические интрузии, характеризуются большим количеством вкрапленников и большей раскристаллизацией.

Результаты силикатных анализов основных и средних эффузивов указывают на их субщелочной характер. Дациты и липарито-дациты занимают поле между дацитами, липаритами и трахитами. В целом

породы абагайтуевского комплекса близки к серии пород Йеллоустонского парка (рис. I-13, табл. I-12).

Во всех породах абагайтуевского комплекса устанавливается повышенное содержание (по сравнению с кларками соответствующих пород по А. П. Виноградову, 1962) свинца, урана, тория, молибдена, в меньшей мере олова, бериллия, вольфрама, никеля. Для липаритов характерно высокое содержание ниобия. В части проб присутствуют серебро, висмут, сурьма, ртуть, таллий (табл. I-13, I-14). Постмагматическая гидротермальная деятельность представлена процессами окремнения, опализации и аргиллизации.

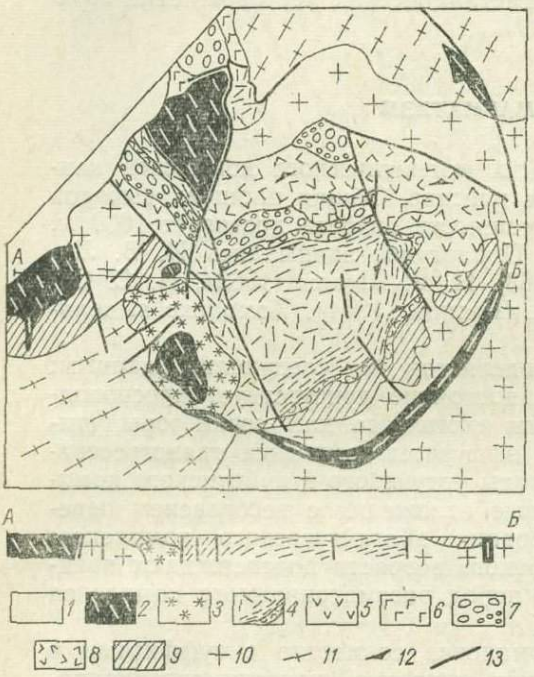


Рис. I-15. Геологическая карта Тулукуевской кальдеры. Составили Л. П. Ищукова, В. М. Кузнецов, Г. А. Шатков, Л. Н. Шаткова, Л. Н. Якобсон, 1963 г.

1 — *угленосные отложения* (Cr_1); *абагайтуевский комплекс* (Cr_1): *2* — санидиновые липариты, трахилипариты (лакколиты, дайки), *3* — сферолитовые липариты, микрофельзиты с горизонтом перлитов в основании толщи, *5* — трахиандезиты, *6* — базальты, андезито-базальты, *7* — конгломераты, *8* — дацито-липарито-дациты, *9* — андезито-базальты; *палеозойские интрузии*: *10* — среднезернистые граниты (Pz_3), *11* — порфировидные граниты, гнейсы (Pz_1), *12* — элементы залегания флюидальности, слоистости; *13* — разломы.

С абагайтуевским магматическим комплексом в Приаргунье парагенетически связаны низкотемпературные гидротермальные месторождения флюорита, рудопроявления сурьмы, ртути и др. Магматическая деятельность контролировалась крупными разломами северо-восточного и северо-западного направлений.

Характерными чертами комплекса являются: 1) *резкая дифференцированность* пород от базальтов до липаритов; 2) субщелочной характер вулканических серий, резкое колебание содержаний калия при стабильном поведении натрия; 3) сочетание извержений трещинного и центрального типов; 4) парагенетическая связь с этим комплексом низкотемпературных месторождений флюорита, проявлений сурьмы, ртути, серебра и других металлов.

Породы рельжинского магматического комплекса имеют* ограниченное распространение в Аргунском массиве**. Впервые комплекс выделяется авторами. Верхняя возрастная граница комплекса условно относится к палеогену. Породы комплекса залегают также на липаритах и основных эффузивах абагайтуевского комплекса. Мощность покровов не превышает 50 *м*, а площадь развития ограничива-

* Название комплекса дано по пади Рельжа (близ с. Кути), где наблюдается залегание небольшого покрова андезито-базальтов на угленосных отложениях кутинской свиты (Cr_1).

** Большая часть основных эффузивов, которые ранее ошибочно считались кайнозойскими, отнесены авторами к абагайтуевскому комплексу.

ется единицами сотен квадратных километров. Кроме того, выделяются дайки и трещинные тела. Результаты анализов (табл. I-12, рис. I-13) свидетельствуют о субщелочном характере этих пород. Эффузивы рельжинского комплекса характеризуются повышенными содержаниями бария, свинца, бериллия, урана, тория (табл. I-13, I-14).

Полезные ископаемые в комплексе не известны. Излияния основных эффузивов комплекса были связаны с разломами в обрамлении угленосных грабенов.

Характерные черты комплекса — структурная приуроченность к нижнемеловым грабенам, трещинный характер излияний, субщелочной основной состав пород, их свежий облик.

БУРЕИНСКИЙ МАССИВ

ВВЕДЕНИЕ

Буреинский массив охватывает значительную часть территории Среднего и отчасти Верхнего Приамурья, занимая площадь свыше 200 тыс. *км*^{2}. Восточная и северная границы его проходят по системе крупных разломов, которыми он отделен от Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской складчатых областей. На западе массив ограничен Верхнеамурским мезозойским прогибом, а в южном направлении структуры его прослеживаются на территории прогиба Сунляо.

История геологического развития Буреинского массива охватывает длительный отрезок времени, начиная с раннего докембрия. Наиболее древние комплексы фундамента представлены глубоко метаморфизованными гнейсами и кристаллическими сланцами, предположительно раннепротерозойского возраста. Формирование их отвечает времени развития древнейшего подвижного пояса ранних протерозоид.

В позднем докембрии и раннем палеозое (кембрии) на территории массива существовали морские геосинклинальные (преимущественно миогеосинклинальные) условия. Замыкание этой геосинклинали произошло в кембрийское время и сопровождалось значительными магматическими явлениями.

Начиная с конца среднего палеозоя и в течение большей части мезозойской эры Буреинский массив испытывает восходящие движения и выступает в качестве жесткой срединной массы, разделяющей Сихотэ-Алинскую и Монголо-Охотскую складчатые области. С этим периодом связано становление разнообразных интрузивных и вулканических комплексов. С конца позднего мела на территории Буреинского массива устанавливается платформенный режим. В пределах окраинных частей массива в конце плиоцена и четвертичное время происходило излияние плато-базальтов, а на сопредельной территории также вулканические извержения лейцитсодержащих щелочных пород и щелочных базальтоидов.

Магматические породы в пределах массива развиты весьма широко и занимают не менее $^2/_3$ его площади. Преобладают среди них различные гранитоиды; производные основной магмы имеют подчиненное значение. По времени формирования среди них выделяются следующие группы пород: 1) раннепротерозойские; 2) раннепалеозойские; 3) позднепалеозойские — раннемезозойские; 4) позднемезозойские.

Магматические проявления двух первых групп связаны с развитием складчатого основания массива, а двух последних — с этапами его активизации.

РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Докембрийские, условно нижнепротерозойские, магматические породы — габбро, ортоамфиболиты, гнейсо-граниты и граниты — в пределах Буреинского массива занимают не более 2—3% его территории.

Возрастное положение рассматриваемых образований достоверно не установлено. Нижняя возрастная граница определяется приуроченностью этих пород к толщам гнейсов и кристаллических сланцев предположительно раннепротерозойского возраста; верхняя — может быть фиксирована на основании отсутствия раннепротерозойских интрузий среди более молодых позднедокембрийских отложений, а также на основании прорывания их нижнепалеозойскими гранитоидами (хр. Малый Хинган, бассейн среднего течения р. Ниман).

К наиболее ранним проявлениям протерозойского магматизма следует относить интрузии и предположительные излияния основной магмы, представленные габбро, ортоамфиболитами и амфиболовыми сланцами. Наиболее крупные интрузии протерозойских габброидов известны в бассейнах рек Делунга, Ульку, Джатык и на левом берегу р. Урми, где они образуют среди древних гранитов вытянутые в субширотном направлении тела до 5—6 *км* в длину. В составе этих массивов кроме амфиболовых габбро установлены амфиболизированные пироксениты и диориты. Небольшие интрузии ортоамфиболитов в форме линзовидных тел и пластовых залежей встречаются в бассейнах рек Туловчихи и Дичуна, в пределах Чегдомынского тектонического блока в бассейнах рек Тастах, Солони и Ирюгна, по Ниману и в ряде районов западного Турана. К этой же возрастной группе принадлежат серпентиниты, слагающие межпластовые тела мощностью в несколько метров среди кристаллических сланцев урильской свиты по рекам Дробовичной и Салокачи на Малом Хингане (Афанасьев [1939]; А. Ф. Барабанов, 1941; М. Г. Золотов, 1947 и др.).

Пироксен-амфиболовые и амфиболовые сланцы, которые В. В. Онихимовским рассматриваются в качестве измененных основных эффузивов, известны в бассейне среднего течения р. Ниман и в ряде мест на Малом Хингане.

К более поздним проявлениям протерозойского магматизма принадлежат сравнительно небольшие массивы гнейсовидных гранодиоритов, плагиогранитов, гранитов и гнейсо-гранитов, синорогенного типа площадью от 1—2 до нескольких десятков квадратных километров, распространенные в бассейнах рек Туловчихи, Солони, Тастаха, низовьях Агдони и Большой Аимки. Более крупные тела протерозойских гранитоидов размером в первые сотни квадратных километров выделены С. С. Дарбиняном и В. И. Суховым для бассейна среднего течения р. Гуджал и в междуречье Кукан — Урми. Гнейсо-граниты и граниты обычно включают многочисленные блоки вмещающих пород (в различной степени мигматизированные и гранитизированные) и окаймляются широкими зонами мигматитов. По составу среди них выделяется две группы пород: 1) биотит-амфиболовые гнейсовидные гранодиориты, плагиограниты и гнейсо-граниты, характеризующиеся преобладанием окиси натрия над окисью калия; 2) порфиробластические микроклиновые биотитовые и двуслюдяные граниты и гнейсо-граниты (соотношения щелочей обратные). Текстуры этих пород гнейсовидные, для структурных соотношений характерны признаки коррозии одних минералов другими. В связи с массивами гнейсо-гранитов и гранитов встречаются кварц-полевошпатовые пегматитовые жилы мощностью до 3—4 *м*, с гранатом, мусковитом и иногда турмалином.

РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ

На территории Буреинского кристаллического массива проявления раннепалеозойского магматизма развиты весьма широко. К ним принадлежат как кислые гранитоидные, так и основные интрузии, сформированные в связи с геосинклинальным и орогенным этапами развития позднедокембрийской — раннепалеозойской подвижной области.

Наиболее ранними среди них являются интрузии основной магмы, которые встречаются в виде сравнительно небольших тел в центральных районах Буреинского массива. Раннепалеозойский возраст их твердо не доказан. Интрузии данной группы имеют активные контакты с кристаллическими сланцами и гнейсами раннего протерозоя (?) и встречаются в виде ксенолитов среди нижнепалеозойских гранитоидов. На Малом Хингане, в бассейне р. Маньчжурки, они рвут сланцы и известняки позднего докембрия (игинчинскую и дитурскую свиты), образуя здесь небольшие линзовидные тела габбро-диабазового состава.

В бассейнах рек Гонгор, Правая Хара, Обдерган и Кандал породы основного состава встречаются в виде небольших изометричной формы массивов площадью до 20—25 *км*^{2}. Размещены они среди пород урильской свиты раннепротерозойского возраста и прорваны жильными породами, связанными с нижнепалеозойскими двуслюдяными гранитами. В составе массивов преобладают габбро. Менее распространены габбро-диориты. На контакте с двуслюдяными гранитами габбро и габбро-диориты окварцованы. Небольшие интрузии амфиболизированных габбро предположительно раннепалеозойского возраста выделены Ю. П. Рассказовым, С. М. Брагинским и Ю. А. Пестовым в бассейне р. Нимана и по р. Бурее, где они слагают некрупные жилообразные и штокообразные тела.

Проявления нижнепалеозойского гранитоидного магматизма широко развиты на Малом Хингане и в системе хр. Турана. В Малохинганском районе они представлены биробиджанским комплексом.

Возрастное положение гранитоидов данного комплекса определяется следующими фактами. В ряде районов Малого Хингана они имеют активные контакты с толщами синийских (по другим данным синийско-нижнекембрийских) пород, а на Добринском хребте перекрыты фаунистически охарактеризованными девонскими (живетскими) отложениями. В тяжелой фракции искусственных шлихов из базальных девонских конгломератов установлены акцессорные минералы из подстилающих гранитов биробиджанского типа. На северо-западной окраине Буреинского массива, в пределах Мамынского выступа, граниты, близкие к биробиджанским, прорывают отложения синия и нижнего кембрия (?) и перекрываются в бассейне рек Норы, Инкана и Мамына силурийскими и девонскими отложениями. Абсолютный возраст гранитов [Ициксон, Лови, 1961; Эйриш, 1964] колеблется в пределах от 350 до 495 млн. лет (калий-аргоновый метод); по монациту получено значение в 604 млн. лет.

Породы, вмещающие интрузии биробиджанского комплекса, представлены песчано-сланцевыми и карбонатными толщами хинганской серии позднего докембрия, а также глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами и гнейсами амурской серии и ее аналогов условно раннепротерозойского возраста. Условия залегания и форма массивов данного комплекса разнообразны.

В синклинальных прогибах, сложенных позднедокембрийскими отложениями, они представлены в основном изометричными штокообразными телами размером до 200—300 *км*^{2}, окаймленных ореолами контактовых роговиков (силлиманитовых, кордиерит-андалузитовых, биотитовых). Для пород этих массивов характерны массивные текстуры, наличие мелкозернистых краевых фаций и широкое развитие постмагматических процессов в апикальных частях интрузий. Примером массивов данного типа могут служить тарагайский, алкулусунский, кабалинский и др.

В антиклинальных поднятиях, где эрозией вскрыты более глубокие горизонты отложений позднего докембрия и породы фундамента, биробиджанские гранитоиды представлены более глубинными фациями.

Они слагают здесь батолитоподобные тела неправильной конфигурации размером во многие сотни квадратных километров (бассейн рек Тырмы, Биджана, Помпеевки и др.). Для интрузий, развитых в южной части Малого Хингана, Л. В. Эйришем (1965) устанавливается форма пластовых межформационных залежей. Контактовый метаморфизм проявлен более интенсивно. Вмещающие породы часто магматизированы и гранитизированы. В краевых частях интрузий наблюдаются гнейсовидные текстуры; около карбонатных пород хинганской серии развиты гибридные диориты и габбро-диориты.

В зонах сочленения антиклинальных и синклинальных структур (бассейны рек Мирониxи, Самары, Дитура и др.) массивы имеют форму вытянутых в субмеридиональном север-северо-восточном направлении трещинных тел. Для пород этих интрузий характерны широкое развитие протокластических и катакластических структур и интенсивное проявление постмагматических процессов.

Жильные породы, сопровождающие биробиджанские гранитоиды, представлены пегматитами, аплитами и гранит-порфирами. Дайки второго этапа практически отсутствуют. Пегматиты встречаются в виде секущих, пластовых и гнездообразных тел мощностью до нескольких десятков метров. По составу среди них различаются плагиоклаз-микроклиновые и турмалинсодержащие разновидности; для последних характерно широкое развитие процессов пневматолито-гидротермального замещения.

В строении биробиджанского комплекса участвуют породы четырех-пяти интрузивных фаз: 1) кварцевые диориты и гранодиориты, 2) порфировидные гранодиориты и андезиновые граниты, 3) порфировидные биотитовые граниты, 4) средне- и мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные турмалинсодержащие граниты. В ряде районов турмалиновые граниты прорывают двуслюдяные; в других местах эти породы связаны взаимопереходами.

Кварцевые диориты и гранодиориты представляют собой темно-серые, средне- и крупнозернистые породы массивной либо гнейсовидной текстуры. Минеральный состав: плагиоклаз (31—47%), микроклин (12—20%), кварц (19—27%), биотит (15—25%) и амфибол (0,5—3,5%). Плагиоклаз слабо зонален; центральные части зерен имеют состав 46—55% Ап, краевые — 36—46% Ап. Биотит представлен коричневой разновидностью; $Ng=1{,}641\div1{,}650$, $Np=1{,}582\div1{,}590$, $2V=-14\div-16°$, общая железистость по В. Соболеву 46—55%. Амфибол — обыкновенная роговая обманка: $cNg=14\div18°$, $Ng-Np=0{,}018$, $2V=-50\div-60°$. Изредка в породе встречается моноклинный пироксен. Из вторичных минералов присутствуют мусковит, карбонат, эпидот, клиноцоизит и хлорит. Акцессорные минералы: сфен, циркон, апатит, турмалин и ортит; в количестве редких знаков встречаются пирит, лейкоксен, магнетит, лимонит, ильменит, шеелит и флюорит. Структура породы равномернозернистая, иногда слабо порфировидная, гипидиоморфнозернистая.

Порфировидные гранодиориты и андезиновые граниты характеризуются отчетливой порфировидной структурой, обусловленной наличием вкрапленников светло-серого или белого микроклина размером от 1—2 до 7—8 *см*; количество их колеблется в пределах от 10—15 до 50—65%. В промежуточной массе встречены слабо зональный плагиоклаз (в ядре 33—47% Ап, на периферии — 30—40% Ап), микроклин и кварц. Цветные минералы представлены биотитом ($Ng=1{,}645\div1{,}655$, $Np=1{,}582\div1{,}586$, $2V=-10\div-14°$, 50—56% FeO′); акцессорные минералы — сфен, циркон, апатит, турмалин, флюорит, ортит, пирит, магнетит и лейкоксен. Изредка встречаются гранат, монацит, шеелит, ильменит и пирит. Вторичные процессы — мусковитизация и соссюритизация — проявлены локально.

Порфировидные биотитовые граниты представляют собой массивные светло-серого цвета породы с вкрапленниками микроклина размером до 4—5 см в наибольшем измерении. Главные породообразующие минералы: микроклин (24—50%), плагиоклаз (10—39%), кварц (20—56%) и биотит (1,5—10%). Плагиоклаз имеет зональное строение: центральные части зерен — 30—37% An, краевые — 23—30% An. Биотит представлен коричневой разновидностью; встречается в виде таблиц до 1,5—3,0 мм в длину ($Ng=1{,}651\div1{,}680$; $2V=-12\div22°$, 69—80% FeO′). Акцессорные минералы: сфен, флюорит, монацит, ильменит, турмалин, апатит, ортит, магнетит и пирит. Структура породы гипидиоморфнозернистая и гранулитовая.

Мелко- и среднезернистые биотитовые и двуслюдяные граниты обладают светло-серым или желтовато-серым цветом и имеют массивную либо гнейсовидную текстуру. Ведущие минералы — альбит-олигоклаз, в некоторых породах альбит, микроклин, кварц. Микроклин постоянно преобладает над плагиоклазом; количество кварца варьирует в пределах от 30 до 35—40%. В переменных количествах в гранитах содержатся биотит, мусковит и турмалин. В зависимости от вариаций этих минералов встречаются как чисто мусковитовые и турмалиновые разновидности, так и породы со значительным содержанием биотита. Биотит коричневый, иногда имеет слабый зеленоватый оттенок: $Ng=1{,}648\div1{,}655$, $2V=-9\div-13°$, 52—58% FeO′. Мусковит по составу занимает промежуточное между чистым мусковитом и пикрофенгитом положение, характеризуется невысоким содержанием ферромусковитовой составляющей ($Ng=1{,}593\div1{,}600$, $Nm=1{,}587\div1{,}594$, $Np=1{,}557\div1{,}560$; $2V=-29\div-40°$). Турмалин представлен шерловой разновидностью. Структура пород гранулитовая, аплитовая либо аллотриоморфнозернистая.

Поздне- и постмагматические метасоматические процессы в гранитах данного комплекса проявлены очень широко (микроклинизация, альбитизация, мусковитизация и окварцевание). Наиболее отчетливо эти процессы развиты в породах поздних фаз. По химизму гранитоиды характеризуются пересыщенностью глиноземом и преобладанием окиси калия над натрием. Общая эволюция их состава направлена в сторону обогащения конечных членов щелочами и кремнекислотой и обеднения их железом, кальцием, магнием, титаном и марганцем. С гранитоидами поздних фаз биробиджанского комплекса связаны оловянные и литий-бериллиевые проявления.

В формационном отношении интрузии этого комплекса могут быть отнесены к гранитовой формации синиверсионного типа. Образование их произошло, по-видимому, в поздне- или послескладчатый период развития позднедокембрийской — раннепалеозойской (позднебайкальской) геосинклинальной области.

На территории Туранского хребта гранитоиды, условно относимые к нижнему палеозою, известны в бассейнах рек Кивели, Туюна, Керы, Ульмы, Дзелиндки, Чепкана и Большой Аимки. По составу среди этих гранитоидов могут быть выделены две главные разновидности: 1) серые и светло-серые крупнозернистые, порфировидные сильно катаклазированные амфибол-биотитовые граниты и гнейсо-граниты и 2) мелко- и среднезернистые биотитовые и двуслюдяные граниты. Характер залегания и взаимоотношения между этими породами изучены недостаточно.

Обнаруживая ряд общих черт с гранитами биробиджанского комплекса, рассматриваемые граниты обладают некоторыми специфическими особенностями: сильным катаклазом, постоянным присутствием среди цветных минералов в крупнозернистых разностях роговой обманки, отсутствием турмалина и т. п., которые отличают их от нижнепалео-

зойских гранитоидов Малого Хингана. Металлогенические особенности нижнепалеозойских гранитоидов хр. Турана изучены слабо; формационная принадлежность не установлена.

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Магматические горные породы позднепалеозойского возраста на площади Буреинского кристаллического массива имеют исключительно широкое развитие и представлены интрузивными образованиями гранитоидной магмы. Они распространены преимущественно в центральных и северных районах массива, к северу от Хингано-Яуринского выступа: на Туранском хребте, в бассейне р. Буреи и ее главных притоков рек Нимана, Туюна, Верхнего и Нижнего Мельгина, Тырмы и Мальмальты. В восточной части бассейна р. Зеи верхнепалеозойские интрузии обнажены в системе рек Ульмы, Керы, Алеуна и Дзелиндки. Площадь, занятая ими, составляет примерно 30—35% от площади Буреинского массива.

К проявлениям позднепалеозойского магматизма на Буреинском массиве следует относить два интрузивных комплекса: харинский и алтахтинский. Формирование их связано с образованием разрывных нарушений и ослабленных зон в пределах массива.

Интрузии харинского комплекса представлены крупными (до 2000—3000 *км*^{2}) телами гранитоидов, размещенными вдоль восточной и северной окраин Буреинского массива и контролируемыми разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного направления. По форме они представляют собой либо отчетливо вытянутые лентообразные массивы, либо тела неправильной формы сложных очертаний. Часть из них имеет форму пологонаклоненных залежей трещинного типа [Путинцев, Ильинский, 1963]. Аналогичный вывод о форме харинских интрузий сделан Л. В. Эйришем [1964], которой указывал, исходя из анализа геологических карт, на постоянную приуроченность лейкократовых гранитов и гранит-порфиров харинского типа к возвышенным частям рельефа и подстилание их более древними породами. Эта закономерность проявлена в бассейнах рек Верхний Мельгин, Яурин, Гонгор, Хара и др.

Возрастное положение гранитоидов харинского комплекса определяется следующими данными: в пределах Буреинского массива они прорывают позднедокембрийские отложения (бассейн рек Няротма, Нятыгран), гранитоиды раннепалеозойского возраста и фаунистически охарактеризованные породы среднего девона (на р. Ниман). В бассейнах рек Нимакан, Адникан и в ряде районов на правом берегу р. Буреи они перекрыты нижнеюрскими и меловыми отложениями. Абсолютный возраст гранитов: по биотиту 228—273 млн. лет, по кварц-полевошпатовым фракциям 207, 261 млн. лет, по валовым пробам 215, 190, 178, 175, 172, 162, 155 *млн. лет*. Исходя из приведенных данных с учетом общегеологической обстановки, возраст гранитов харинского комплекса может быть принят верхнепалеозойским — раннемезозойским.

Породами, вмещающими гранитоиды харинского комплекса, являются ранне- и позднедокембрийские метаморфические и осадочные толщи и нижнепалеозойские гранитоиды. В ряде районов (бассейн р. Ниман) роль вмещающей среды играли, очевидно, среднепалеозойские (девонские) отложения, которые в настоящее время сохранились в виде небольших тектонических блоков.

В составе харинского комплекса установлены породы трех интрузивных фаз: 1) кварцевые диориты и гранодиориты, 2) порфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, 3) лейкократовые граниты и гранит-порфиры.

Кварцевые диориты и гранодиориты в составе комплекса развиты не широко. Они установлены в низовьях р. Буреи (выше с. Пайкан), в бассейнах рек Верхний Мельгин, Тырма и Акишма. Характер взаимоотношений их с порфировидными гранитами второй фазы установлен в ряде коренных выходов на р. Бурее и в междуречье Ын — Акишма, где жилы этих гранитов прорывают кварцевые диориты и гранодиориты.

Кварцевые диориты и гранодиориты — серые, светло-серые и розовато-серые средне- и крупнозернистые породы, порфировидные, массивной либо трахитоидной текстуры. Главные составные части представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом и амфиболом; из акцессорных минералов установлены сфен, ортит, циркон, апатит, магнетит и титаномагнетит. Из вторичных минералов в небольшом количестве содержатся хлорит, эпидот и серицит. Зональный плагиоклаз, тесно ассоциирующийся в породе с цветными минералами, встречается в виде идиоморфных призматических зерен с числом зон от 3—4 до 10—12. Ядра по составу отвечают андезину 33—34% Ап, периферические участки — олигоклазу — 22—24% Ап. Количество плагиоклаза варьирует от 30 до 58%. Калиевый полевой шпат представлен микроклином ($2V=-76\div-82°$; $Ng=1{,}523\div1{,}525$, $Np=1{,}517\div1{,}519$). Биотит буро-коричневого цвета, участками сильно хлоритизирован, по составу отвечает среднежелезистым разновидностям 45—50 %FeO′. Содержание его составляет 5—10%. Амфибол (2—11%) принадлежит к типу известково-щелочных роговых обманок ($cNg=14\div20°$, $2V=-68\div-80°$, $Ng—Np=0{,}019\div0{,}023$). Структура породы гипидиоморфнозернистая, участками — аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая и монцонитовая. Из вторичных процессов проявлены хлоритизация и серицитизация.

Порфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты широко развиты в составе харинского комплекса. Они установлены в бассейнах рек Туюна, Ульмы, Тексики, Керы, Дзелиндки, Акишмы, Тырмы, Верхнего и Нижнего Мельгина, а также по левобережью и правобережью р. Буреи. В эндоконтактовых и апикальных частях массивов эти граниты часто приобретают мелкозернистое сложение и гранит-порфировую структуру.

Внешне они представляют собой порфировидные розовато-серые средне- и крупнозернистые породы. Вкрапленники представлены кристаллами микроклина прямоугольной формы до 5—6 *см* в наибольшем измерении. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (24—45%), микроклин (21—48%), кварц (21—43%), биотит (5—10%) и амфибол (0—2,5%); вторичные — хлорит, эпидот, серицит и кальцит. Из акцессорных минералов установлены магнетит, сфен, ортит, циркон, апатит и малакон. Плагиоклаз зональный, ядро сложено андезином 29—39% Ап, краевая часть — олигоклазом 17—27% Ап. С возрастанием в породе количества амфибола основность плагиоклаза увеличивается до 42—48% Ап (в центральных частях зерен). На контакте с микроклином он часто бывает альбитизирован и включает многочисленные мирмекитовые вростки. Микроклин характеризуется многократной асимметричной зональностью. Биотит зеленовато-бурого цвета, $Ng=1{,}640\div1{,}668$, $2V=-11\div-14°$, 45—57% FeO′. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, встречающейся обычно с биотитом; оптические константы ее таковы: $2V=-70\div-75°$, $Ng=1{,}690\div1{,}696$, $Nm=1{,}681$, $Np=1{,}667\div1{,}676$, $Ng—Np=0{,}020\div0{,}023$. Вторичные процессы — хлоритизация и серицитизация. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, гранитовая.

Основными районами распространения широкоразвитых лейкократовых гранитов являются бассейны рек Ульмы, Тексики, Ингиркана, Верхнего и Нижнего Мельгина, Акишмы и Хары. Интрузивные взаи-

моотношения их с гранитами второй фазы наблюдались в районе к востоку от ст. Ягдынья (ж.-д. ветки Известковая — Чегдомын), а также в ряде районов на севере Буреинского массива (в бассейне рек Олоно, Датык и др.). Лейкократовые граниты мелко-, средне- или крупнозернистые породы розового, мясо-красного цвета, характеризующиеся наличием хорошо ограненных кристаллов дымчатого, темно-серого и морионового кварца. Нередко отмечается неясно выраженная порфировидность; в краевых и апикальных частях массивов обычны гранит-порфировые фации. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (25—35%), микроклин (27—48%), кварц (25—46%), биотит (1—2,8%); вторичные — мусковит и хлорит. Акцессорные минералы — магнетит, циркон, лейкоксен, ильменит, пирит, флюорит, апатит, ортит и малакон. Плагиоклаз альбитового и альбит-олигоклазового состава (2—14% Ап), идиоморфен, слабо зонален. Микроклин обладает отчетливой решетчатой структурой и содержит многочисленные пертитовые вростки альбита. Биотит представлен зеленовато-бурой разновидностью ($Ng=1{,}676 \div 1{,}690$, $Np=1{,}598 \div 1{,}612$, $2V=-26 \div -35°$, $Ng-Np=0{,}061 \div 0{,}079$, 76—78% FeO′), интенсивно хлоритизирован. Структура породы гранулитовая, участками гипидиоморфнозернистая, микрографическая или аллотриоморфнозернистая.

На контакте с харинскими гранитами вмещающие позднедокембрийские и более молодые песчано-сланцевые отложения обычно ороговикованы. Ширина контактового ореола варьирует от сотен метров до первых километров. Известняки на контакте с гранитами мраморизованы и скарнированы; часто содержат диопсид, скаполит и тремолит. Кристаллические сланцы и гнейсы раннепротерозойского возраста и нижнепалеозойские гранитоиды испытывают перекристаллизацию и окварцевание. В ряде районов устанавливается локальная приконтактовая гранитизация и мигматизация.

Жильные породы представлены аплитами и пегматитами. Жилы аплитов пространственно связаны с порфировидными и лейкократовыми гранитами; мощность их достигает 1,5—2,0 *м*, по простиранию они прослеживаются до 10—40 *м*. Пегматиты имеют простое строение (микроклин, кварц, плагиоклаз с незначительной примесью биотита и мусковита) и характеризуются микропегматитовой, сегрегационной и блоковой структурами. Часто ассоциируют с аплитами. Мощность достигает 1—1,5 *м*.

В ряде районов с гранитами харинского комплекса сопряжены многочисленные дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, микрогаббро, спессартитов, гранофиров и гранит-порфиров (низовья р. Тырмы, бассейн р. Ягдынья). Дайковый комплекс района ж.-д. ст. Ягдынья был обстоятельно описан Л. А. Ябровой (1958).

Эндогенная минерализация, связанная с харинскими гранитами, представлена рудопроявлениями молибдена, вольфрама, а также мелкими проявлениями свинца и цинка.

Алтахтинский комплекс представлен щелочными гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенитами, распространенными в бассейне среднего течения р. Буреи, где они образуют несколько небольших (от 1—2 до 20—25 *км*^{2}) массивов, вытянутых в виде цепочки северо-восточного направления.

Возрастное положение пород комплекса точно не установлено. Они имеют активные контакты с кристаллическими сланцами и гнейсами нижнего протерозоя, нижнепалеозойскими гранитами, а также осадочно-вулканогенными толщами предположительно девонского возраста. Абсолютный возраст щелочных гранитов 230 млн. лет, жильных сельвсбергитов — 170 млн. лет.

Главными породами в составе комплекса являются граносиениты и сиениты, слагающие наиболее крупные усть-тырминский и чалбач-

ский массивы. По данным И. А. Тарарина и Е. Н. Граменицкого (1960), в них устанавливается зональное строение, которое проявлено в увеличении щелочности пород по направлению к апикальным и эндоконтактовым зонам массивов. В. В. Васильева предполагает для некоторых массивов многофазное строение.

Сиениты представляют собой крупно- и среднекристаллические массивные породы серого и коричневато-красного цвета, состоящие из микроклин-пертита (90—95%), эгирин-авгита и рибекита; в небольшом количестве встречаются обыкновенная роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы представлены сфеном, магнетитом, апатитом и ортитом. Структура панидиоморфнозернистая. В кварцевых сиенитах присутствует кварц до 5—10%, количество микроклина составляет 60—75%, цветные минералы — щелочной амфибол и биотит; из акцессорных присутствуют циркон и пирит.

Граносиениты представляют собой большей частью среднезернистые, реже крупно- и мелкозернистые породы светло-серого, розовато-серого и серого цвета. В отличие от описанных выше сиенитов, они постоянно содержат небольшое количество мелких зерен кварца и характеризуются наличием роговой обманки. Минеральный состав породы: микроклин-пертит (60—75%), альбит (5—10%), кварц (5—10%), щелочной амфибол (до 10%). Структура гипидиоморфнозернистая.

В краевых частях некоторых массивов встречаются сиенит-порфиры. Локальное распространение имеют щелочные (рибекитовые) граниты, связанные с сиенитами взаимопереходами.

С породами алтахтинского комплекса местами сопряжены жилы сиенитов, сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров, грорудитов и сельвсбергитов. Мощность жил варьирует от сантиметров до 5—6 *м*.

ПОЗДНИЙ МЕЗОЗОЙ

В Буреинском массиве магматизм мезозойского времени сосредоточен в трех геотектонических зонах — Хингано-Буреинской, Огоджа-Умлеканской и Архаро-Буреинской (рис. I-16). Наиболее изученными являются магматические комплексы Хингано-Буреинской зоны.

Хингано-Буреинская (Переходная) зона возникла в сочленении двух разнотипных структур — области длительного и в высшей степени устойчивого поднятия (Буреинский массив) и крупного палеозойского геосинклинального прогиба Сихотэ-Алинской складчатой системы. Главным направлением тектонических структур геосинклинального периода было северо-восточное, отраженное в ограничениях структурных зон. Хингано-Буреинская зона представляет собой восточную кромку Буреинского массива, которая была отчленена от него в раннем мезозое в инверсионный период развития Сихотэ-Алинской складчатой системы и частично стала областью осадконакопления вплоть до средней юры. В поздней юре эта зона переходит в стадию интенсивных блоко-глыбовых движений, в результате которых значительная часть мезозойских осадочных толщ оказалась уничтоженной, и на поверхность были выведены метаморфические и глубоко гранитизированные породы. С этого времени в Хингано-Буреинской зоне начались интенсивные магматические процессы. Форма их проявления была преимущественно вулканогенная с характерным сочетанием наземных покровов, экструзий, куполов и некков преимущественно кислого состава с последующими комагматичными интрузиями гранитов и гранит-порфиров. Характерны три вспышки магматизма — в раннем, среднем и позднем мелу — палеогене, давшие главную массу всех магматических продуктов.

В Хингано-Буреинской зоне позднемезозойские магмаконтролирующие разломы имеют почти широтное северо-западное простирание и

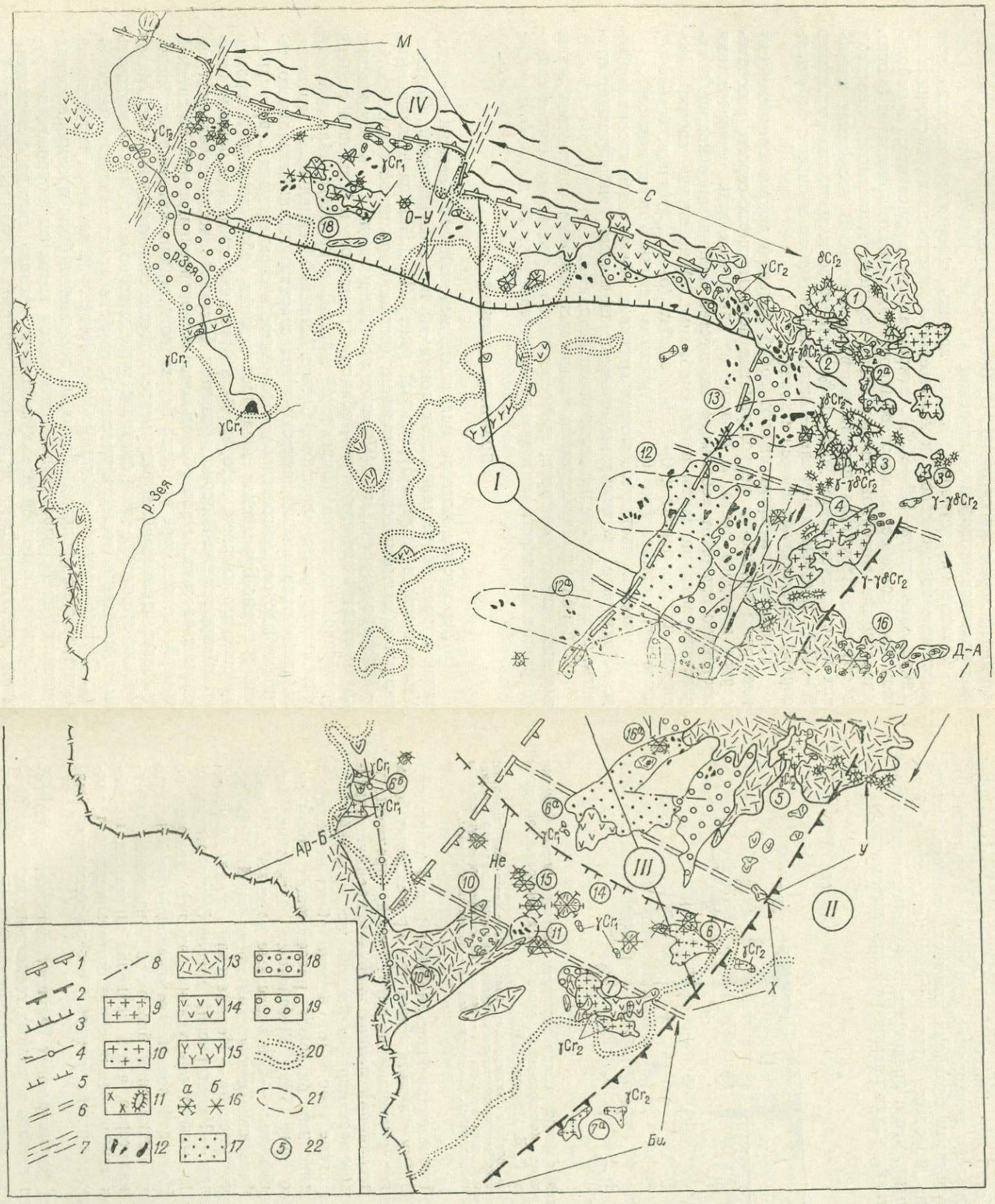


Рис. I-16. Схема распределения магматических образований мелового времени в Буреинском массиве (составила Г. В. Ициксон).

I — Буреинский массив (мезозойское ядро массива) — область длительного и устойчивого воздымания; *II* — геосинклинальный Чуркинский прогиб — область устойчивого опускания (средний — поздний палеозой); *III* — переходная (Хингано-Буреинская) зона; *IV* — Джагды-Тукурингрское поднятие (южная часть) — область развития линейных надвиговых и сходных с ними структур; *Ар—Б*—Архаро-Буреинский грабенообразный прогиб; *О—У* — Огоджа-Умлеканский вулканогенный пояс. *Главные тектонические блоки Переходной зоны: Би* — Биджанский (относительно стабилен), *Х* — Хинганский (четко выражено воздымание), *Не* — Некковая подзона Хинганского блока (область распространения некков и куполов), *У* — Урмийский, *Д—А* — Дуссэ-Алинский блок. *Блоки Огоджа-Умлеканского пояса,* отмечающие резкие смещения границ Буреинского массива: *М* — Мамынский, *С* — Седемджинский. *Границы: 1* — Буреинского массива в мезозое; *2* — бассейна геосинклинального осадконакопления в пермское время; *3* — Огоджа-Умлеканского вулканогенного пояса; *4* — Архаро-Буреинского прогиба; *5* — некковой подзоны; *6* — тектонических блоков; *7* — тектонических зон неясного типа, отмечающих резкое смещение контуров Буреинского массива; *8* — главных тектонических контактов; *9* — граниты и гранодиориты; *10* — преимущественно граниты; *11* — преимущественно гранодиориты; *12* — мелкие интрузивные тела диоритов, диоритовых порфиритов (дайки, штоки, межпластовые внедрения), на схеме показаны в резко увеличенном виде; *13* — вулканогенные образования кислого состава; *14* — вулканогенные образования преимущественно среднего состава; *15* — эффузивы, не расчлененные по составу; *16* — некковые образования: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *17—19* — осадочные толщи: нижнего мела, угленосные *17*, верхней юры—нижнего мела, большей частью угленосные *18*, юры *19*; *20* — границы рыхлых отложений N_2—Q_1; *21* — ареалы распространения интрузий; *22* — главнейшие интрузивные массивы.

Интрузивные комплексы и входящие в их состав главнейшие интрузивные массивы (цифры в кружках).

Верхнебуреинский (Эзопский) комплекс. Массивы: *1* — Харгинский; 2 — Эзопский; 3 — Алаканский; 4 — Дуссэ-Алинский. *Урмийский комплекс.* Массивы: 5 — Урмийский и ближайшие к нему. *Хингано-Олонойский комплекс* — ареал 10, Богучанский — ареал 10а. *Бутакано-Чуркинский комплекс.* Массивы: 7 — Бутаканский, 7а — Чуркинский, 6 — Верхнеинский, *Диканский комплекс.* Массивы: 6б — Диканский; 6а — Эхилканский.

«Дайковая» ассоциация. *Октябрьско-Иораханский комплекс* — ареалы: 12 — Иораханский, 12а — Мельгино-Адниканский, 13 — Умальтинский; *Кульдурский комплекс* — ареал *11* — Кульдурский.

Некки: 14, 15, 15а — Каменушенский, Явринский, Осындинский; 16 — Урмийский, 16а — Нонни; 17 — Зейские ворота; 18 — Мамынские.

косо секут ранее возникшие структуры северо-восточного направления или причленяются к ним под острым углом. Возникшие при этом крупные блоки (рис. I-16), сочетающие в своих ограничениях старое и новое направления разломов, обладают резко дифференцированной подвижностью (наиболее стабилен Биджанский и отчасти Урмийский, наиболее отчетливо проявлено восходящее движение в Хинганском блоке). Важнейшим результатом блоковых движений явилось возникновение узлов скрещения молодых близширотных разломов с более древними северо-восточными, что и предопределило максимальное проявление магматизма в таких узлах повышенной проницаемости.

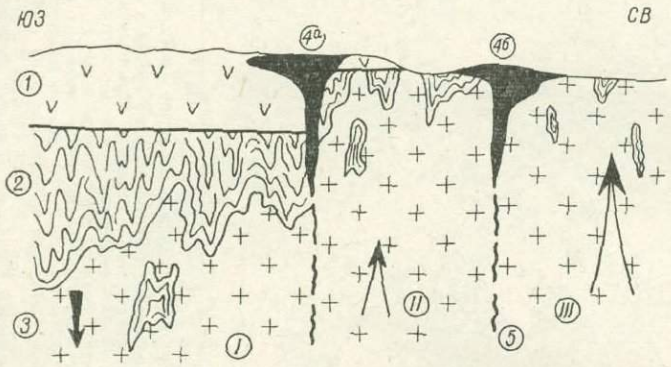


Рис. I-17. Расположение некковых фаций между крупными тектоническими блоками (схематический продольный разрез юго-восточной части Хингано-Буреинской зоны по Г. В. Ициксон, 1961).

I — Биджанский блок; *II* — Некковая подзона Биджанского блока; *III* — Хинганское поднятие; *1* — эффузивы; *2* — синийско-кембрийские осадочные толщи и кристаллические сланцы; *3* — гранитизированные образования гранитоиды, гнейсограниты; *4* — некки (по составу преимущественно кварцевые порфиры): *а* — Джалиндинский, *б* — Яуринский; *5* — подводящие каналы.

В Хингано-Буреинской зоне главнейшее значение как в отношении рудоносности, так и по объему магматических тел принадлежит двум магматическим ассоциациям: вулканогенно-интрузивной, преимущественно кислого состава и ассоциации мелких интрузий преимущественно среднего состава, условно названной «дайковой» ассоциацией.

Как можно видеть на схеме (рис. I-16), породы обеих ассоциаций группируются в единых широтных разломах, рассекающих почти поперек Хингано-Буреинскую зону. Так, Урмийскому магматическому узлу (гранитный Урмийский массив — 5 и окрестные массивы в Урмийском покрове) отвечает Мельгино-Адниканский ареал «дайковой» ассоциации, Дуссэ-Алинскому массиву — Иораханский ареал, Алаканскому и окрестным массивам — Умальтинский ареал. Особо отчетливо близширотное положение магмаконтролирующих разломов заметно по распределению некков в Некковой подзоне, отмечающей пограничную область между стабильным Биджанским блоком и Хинганским поднятием (рис. I-16 и I-17). Характерно, что в пределах широтных магмаконтролирующих разломов конфигурация самих интрузивных тел оказывается большей частью подчинена раннему северо-восточному направлению.

Размещение в единых близширотных секущих разломах магматических ассоциаций разного состава и разных геологических форм проявления отражает достаточно отчетливую гетерогенность тектонических напряжений по простиранию разломов с запада на восток. Западные фланги разломов оказываются либо в ядре Буреинского массива, либо в непосредственной близости от него, т. е. в среде, тектонически наиболее изотропной и инертной; восточные фланги этих же разломов рас-

положены в удалении от ядра массива в тектонически наиболее подвижной, примыкающей к складчатой области, части Переходной зоны.

На восточных флангах широтных разломов сосредоточены образования вулканогенно-интрузивной ассоциации. В нее входит несколько интрузивных комплексов (рис. I-16): Хингано-Олонойский (ареал 10), Бутакано-Чуркинский (массивы, 7, 7^a), Урмийский (массив 5 и окрестные), Верхнебуреинский, или Эзопский (массивы 4, 3, 3^a, 2, 1 и окрестные). Нижняя возрастная граница появления интрузий устанавливается преимущественно по прорыванию ими туфоэффузивных пород нижнего и верхнего мела и по данным определений абсолютного возраста. В табл. I-16 приведены сведения о петрологии трех главных интрузивных комплексов Переходной зоны. В целом для всей вулканогенно-интрузивной ассоциации характерны следующие геолого-петрологические особенности.

1. По объему среди вулканогенных и комагматичных им интрузивных пород резко преобладают кислые разновидности вплоть до кварцевых порфиров и аляскитовых гранитов повышенной кислотности; в целом вулканогенно-интрузивная ассоциация принадлежит гранитно-риолитовой группе.

2. Характерна единая эволюция магматического процесса в эффузивную фазу и следующую за нею интрузивную: мезократовые продукты в небольшом объеме вначале и кислые лейкократовые в главном последующем объеме магматических пород.

3. Переход от эффузивной к интрузивной форме магматизма отмечен внедрением «предынтрузивных» маломощных даек плагиоклазовых порфиритов, реже диабазов, за которыми следуют интрузии гранитоидов. Среди последних преобладают граниты и гранит-порфиры; в меньшем количестве гранодиориты.

4. Единство магмаконтролирующих разломов в эффузивную и интрузивную фазу магматизма, приуроченность гранитоидных интрузий к наземным покровам эффузивов и нередко локализация их в пределах покровов или под покровами свидетельствуют о том, что формирование интрузий происходило в условиях малых глубин, в высокопроницаемых разломах в обстановке растяжения, что привело к неравновесности и скоротечности процессов кристаллизации интрузий. Это запечатлелось в резкой количественной неравномерности минерального состава в интрузивных телах (минеральные фации) и в широком развитии аномальных парагенезисов — появление в гранитах зонального андезина, нередко с лабрадором в центральных зонах, парагенезис лабрадора-андезина с высоким содержанием кварца, появлении экзотичных для интрузий минералов — корунда, шпинели, андалузита, возникновении эндоконтактовых структурных разновидностей.

5. Высокая проницаемость магмаконтролирующих разломов отразилась на морфологии интрузивных тел. В извилистых очертаниях интрузий всегда четко проступают два направления — северо-восточное и близширотное, а внутри большинства интрузий сохраняются крупные останцы вмещающих пород, местами столь обильные, что образуют как бы раму для магматического материала.

6. Интрузивные комплексы сопровождены постмагматической минерализацией олова, вольфрама, молибдена, висмута. Строение и состав месторождений, свидетельствуют, что месторождения, так же как и предшествующие им рудоносные интрузии, формировались в высокопроницаемых разломах в условиях растяжения на небольшой глубине при резком падении внешнего давления.

7. По металлогенической специализации и размерам интрузивных тел среди перечисленных комплексов можно наметить две пространственно разобщенные ветви: I — верхнебуреинская (верхнебуреинский и урмийский комплексы); ведущая металлогеническая ассоциация — оло-

Таблица I-16

Главные интрузивные комплексы Хингано Буреинской зоны Буреинского массива

Эра, период	Комплекс, главный массив, ареал	Абсолютный возраст, млн. лет	Минеральный состав	Форма тел и контактовые изменения	Сопутствующие дайки	Петрохимические особенности	Акцессорные минералы	Полезные ископаемые
Cr_{1-2}	Верхнебуреинский (Эзопский) 1* — харгинские гранитоиды; массивы Харгинский, Алаканский, Мальмальтинский; II* — эзопские граниты; массивы Эзопский, Правобуреинский, Кербинский, Ниланский, Дуссэ-Алинский	130—140 112 115	I — гранодиориты, кварцевые диориты; зональный андезин (до 60%) резко преобладает над анортоклазом: кварц — 25—30%, роговая обманка, биотит. Аномалии: высокое содержание кварца в сочетании с основным андезином; II — лейкократовые андезиновые граниты; в эндоконтакте — гранит-порфиры, кварцевые порфиры. Преобладание анортоклаза (59%) над зональным андезином (в центре лабрадор); кварц — до 30%, биотит, реже амфибол. Часто миароли с касситеритом и вольфрамитом. Аномалии — парагенезис кварца с лабрадор-андезином, иногда андалузит; склонность к образованию монцонитовых структур; неравномерное распределение минералов	Сочетание пологих и крутостоящих тел; обилие останцов вмещающих пород; извилистые очертания контактов с многочисленными ответвлениями; площадь до 420 км²; ороговикование вмещающих пород; ширина ореола до 1—2 км	I — диорит-порфириты, малхиты, спессартиты; II — диорит-порфириты, гранит-порфиры, аплиты, пегматиты (очень мало)	Пересыщенность глиноземом I — повышенное содержание полевошпатовой извести; II — низкое содержание магнезии, пониженное содержание полевошпатовой извести, резкая лейкократовость	Апатит, циркон, ортит, редко гранат Циркон, реже апатит, сфен, ортит	Не известны Олово, молибден, вольфрам, висмут
Cr_2	Урмийский; Массивы Урмийский и близлежащие I — штоки кварцевых диорит-порфиритов; II — Урмийский массив	Нет	I — кварцевые гранатосодержащие диорит-порфириты; мелкие вкрапленники — зональный лабрадор, кварц, псевдоморфозы хлорита по биотиту, амфиболу, пироксену, гранат Аномалии: кварц во вкрапленниках при отсутствии его в основной массе II — лейкократовые граниты иногда участки гранодиоритов. Состав: калишпат преобладает над олигоклазом (местами андезином). В эндоконтакте — гранит-порфиры	I — штоки не более 5—6 км² II — сочетание пологих и крутостоящих тел; площадь около 350 км²; ороговикование вмещающих пород	Гранит-порфиры	II — граниты повышенной кислотности	I — апатит, циркон II — циркон, апатит, рутил	Олово, вольфрам, молибден, висмут
Cr_{1-2}	Хингано-Олонойский Два типа интрузий образуют ареал: I — обманийские гранит-порфиры; II — хинганские гранит-порфиры	158, 157, 152, 146, 127, 124 120 104 102	I — штоки гранит-порфиров размером 0,4×0,5 км Анортоклаз преобладает над олигоклазом; кварц до 33%; в прикровельных „вздутиях" — андезин, часто корунд, шпинель, андалузит; биотита 1—3%; обильные мелкие миароли; при повышенном количестве анортоклаза — монцонитовые структуры II — гранит-порфиры в виде крупных тел неправильной формы. Очень обильные вкрапленники; олигоклаза чуть меньше, чем анортоклаза; биотит (иногда роговая обманка) — 2—5%. В эндоконтакте — кварцевые порфиры	Штоки 0,5 км²; интенсивное ороговикование; ширина ореола до 200 м Сочетание пологих и крутостоящих тел; многоэтажная форма; обильные останцы вмещающих пород; площадь около 25 км²; контактовых изменений нет	Предшествуют дайки плагиоклазовых порфиритов, реже диабазы	I — граниты повышенной кислотности, ничтожное количество CaO II — количество K_2O и Na_2O примерно равно; пониженное количество полевошпатовой извести	I — циркон, анатаз, ортит II — апатит, циркон, рутил, монацит, ортит	Олово, сопутствует флюорит

* Всюду — фаза.

Продолжение табл. I-16

Эра, период	Комплекс, главный массив, ареал	Абсолютный возраст, млн. лет	Минеральный состав	Форма тел и контактовые изменения	Сопутствующие дайки	Петрохимические особенности	Акцессорные минералы	Полезные ископаемые
Cr_{1-2}	Бутакано-Чуркинский; массивы Бутаканский, Чуркинский, Верхнеинский	159, 136, 117, 110, 107	Андезиновые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты. Зональный андезин, преобладает над анортоклазом (реже нерешетчатым микроклином); краевые фации — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры	Не установлена. Бутаканский массив лакколитоподобен: наибольшие размеры примерно 300 *км*², глубины мелкие. Ороговикование вмещающих пород, слабая грейзенизация	Фельзиты, порфириты, гранит-гранодиорит-порфиры	Повышенное содержание полевошпатовой извести	Сфен, апатит, циркон	Слабое проявление олова
	Диканский. Диканские массивы	185	Граниты (адамеллиты), гранодиориты, граносиениты; микроклин решетчатый, зональный андезин; нередко монцонитовые структуры	Не установлены		Повышенное содержание полевошпатовой извести	Сфен, циркон, ортит, ильменит, пирит	Проявления молибдена
Cr_2 (?)	Октябрьско-Пораханский. Кульдурский		Дайковая формация; сложно дифференцированные диоритовые ассоциации: порфириты, диориты, иногда габбро, породы типа монцонитов, кварцевых монцонитов. В пределах мезозойского ядра Буреинского массива — щелочная ветвь: сольвсбергиты, грорудиты. Ассоциация мало изучена	Штоки до 15—20 *км*², дайки, сложные системы пластовых тел. Интенсивное окварцевание, пиритизация	—	Изучены мало		Ртуть, золото, сурьма, молибден, шеелит
Cr_2—Pg	Богучанский — серии даек и штоков	99	Липариты, липарит-порфиры	Мелкие штоки, не более 0,5 *км*², дайки. Опализация, окремнение, окварцевание, адуляризация, аргиллизация флюоритизация	—	Ультракислые	Циркон, апатит, топаз	Сурьма, флюорит, возможно, ртуть, золото

во, вольфрам, молибден, висмут; крупные размеры гипабиссальных интрузий (до 30 *км* в поперечнике); II — хинганская ветвь (хингано-олонойский интрузивный комплекс); главный рудный элемент — олово сопровождено флюоритом; небольшие тела гранит-порфиров (0,5—5 *км* в поперечнике).

Западные фланги широтных разломов отмечены ареалами мелких интрузий «дайковой» ассоциации. Это — дайки, штоки, межпластовые внедрения диоритов, диоритовых порфиритов изредка габбро-диоритов. Они группируются в цепочки или ареалы близширотного простирания при ориентировке самих интрузивных тел преимущественно в северо-восточном направлении. Там, где ареалы диоритовых и порфиритовых интрузий оказываются внутри ядра Буреинского массива, среди них появляются представители щелочной ветви — сольвсбергиты, грорудиты (Мельгинский прогиб). «Дайковая» ассоциация продуктивна по золоту, сурьме, ртути, молибдену и в меньшей степени по вольфраму (шеелит) и свинцу-цинку *. По всей вероятности, при дальнейшем изучении эти интрузии могут быть подразделены на отдельные комплексы по ведущей рудной минерализации. Пока среди них схематично намечены лишь два комплекса — октябрьско-иораханский и кульдурский. Нижняя возрастная граница появления пород этой ассоциации определена прорыванием отложений раннемелового возраста в Буреинском угленосном прогибе.

Структурная позиция «дайковой» ассоциации достаточно отчетлива: она возникает в непосредственной близости к мезозойскому ядру Буреинского массива или в самом ядре; максимальное количество интрузий пространственно совпадает с наложенным угленосным прогибом (участок устойчивого опускания J_1—Cr_1).

Таким образом, в Хингано-Буреинской (Переходной) зоне можно наметить признаки тектоно-магматической и металлогенической зональности, которая в виде схемы представлена на рис. I-18. В удалении от мезозойского ядра Буреинского массива на границе со складчатой областью расположена гранито-риолитовая зона с развитием пород вулканогенно-интрузивной ассоциации, сопровождаемой оловянно-редкометальной минерализацией. В период магматизма и рудообразования в этой зоне в тектонических структурах господствовали условия резкого растяжения. Западнее, ближе к ядру Буреинского массива, при-

* Интрузии диоритовой — порфиритовой ассоциации, в сущности, не изучены ни по вещественному составу, ни по геологическим условиям залегания. Изучение коснулось их лишь на отдельных участках тех или иных месторождений и рудопроявлений.

мыкает диорито-порфиритовая зона с мелкими интрузиями «дайковой» ассоциации. Эта зона характеризуется относительной тектонической гомогенностью и малой проницаемостью тектонических структур. Диорито-порфиритовой зоне свойственна минерализация золота, ртути, сурьмы, отчасти молибдена.

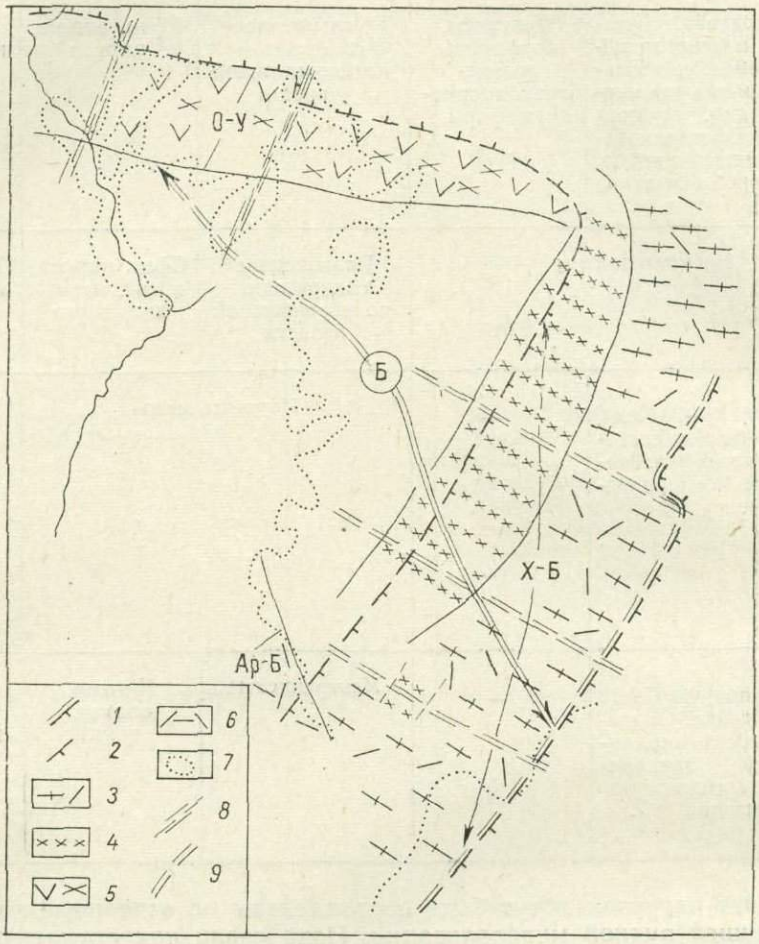


Рис. I-18. Схема тектоно-магматической металлогенической зональности в Хинганo-Буреинской зоне (составила Г. В. Ициксон).

Б — Буреинский массив; *1* — граница массива в пермское время; *2* — граница массива в мезозойское время (мезозойское ядро массива); *Х-Б* — Хингано-Буреинская (Переходная) зона: *3* — гранитно-риолитовая, оловянно-редкометальная подзона; разломы высокопроницаемые с господствующим состоянием растяжения; *4* — диорито-порфиритовая подзона; минерализация — золото, сурьма, ртуть; серии мелких разломов в среде, тектонически относительно гомогенной; *5* — андезитовая зона Огоджа-Умлеканского вулканогенного пояса *О-У*, преимущественно золотоносна; возможны медь, молибден, ртуть; тяготеет к области устойчивого сжатия (поднятие Джагды-Тукурингра, см. рис. I-16); *6* — липаритовая Архаро-Буреинская зона Ар-Б с сурьмяно-флюоритовой минерализацией; возможны — золото, серебро, ртуть; *7* — контуры Зее-Буреинской впадины; *8* — разломы, фиксируемые смещением границ Буреинского массива; *9* — границы между тектоническими блоками.

Огоджа-Умлеканский вулканический пояс, намеченный М. И. Ициксоном и Л. И. Красным (1959), протягивается в широтном направлении вдоль северной кромки мезозойского ядра Буреинского массива. Тектоно-структурное положение этого пояса определяется тем, что он расположен в непосредственном контакте со специфической областью — Джагды-Тукурингрским поднятием, которое в послеюрское время находилось в состоянии преобладающего сжатия. Такой тектонический режим в Джагды-Тукурингрском поднятии отражен в широком разви-

тии линейных надвиговых и сходных с ними структур, отмечающих отчетливые движения, ориентированные с севера на юг со стороны Сибирской глыбы в сторону Буреинского массива.

Магматизм Огоджа-Умлеканского пояса исследован очень мало, и поэтому здесь о нем приведены лишь самые общие сведения. В отличие от Хингано-Буреинской зоны магматизм в Огоджа-Умлеканской зоне проявился почти исключительно в вулканогенной форме и с четко выраженной принадлежностью к андезитовой и местами андезито-базальтовой группе. Проявления вулканизма приурочены главным образом к локальным прогибам, заполненным континентальными, терригенными, местами угленосными отложениями ($J—Cr_1$).

Сведения о геологической форме вулканогенных пород очень скудны. Их обычно объединяют в так называемую андезито-базальтовую талданскую свиту раннемелового возраста и считают покровными образованиями. Однако анализ имеющегося материала позволяет схематично наметить среди вулканогенных пород Огоджа-Умлеканского пояса два геологических типа образований, каждый из которых занимает определенное пространственное положение внутри пояса.

Первый тип — покровы, переслаивающиеся с осадочными толщами (Cr_1 или $J_3—Cr_1$). Это плагиоклазовые и плагиоклаз-роговообманковые порфириты, однородные по составу и почти не содержащие туфового материала. Они пользуются преимущественным развитием в восточной части пояса, в Селемджинском блоке, но встречаются и в западных частях.

Второй тип — это андезиты и андезитовые порфириты (плотные массивные породы темно-серого, сиреневого, зеленовато-серого цвета; во вкрапленниках андезин — 20—60%, диопсид-авгит — 40—50%, роговая обманка — 30%). Они с исключительным постоянством сопровождены туфами и туфобрекчиями, состоящими, как правило, из размельченного материала и обломков окружающих андезитов. Обычно (в условиях плохой обнаженности этого региона) туфы и андезиты трактуются как покровы. В районе Зейских ворот удалось установить (Г. В. Ициксон, Б. И. Лови, 1965), что андезиты и их туфы слагают не покров, а эруптивное тело овальной формы (рис. I-19). Это тело сложено в основном андезитами, которые пронизаны жилообразными участками, сложенными туфоподобным тонкораздробленным материалом и обломками вмещающих андезитов. Таким образом, в Зейских воротах андезиты и туфоподобные продукты их продрабливания (типа взрывных брекчий) в совокупности представляют не покров, а некковое тело. Судя по материалам В. В. Шиханова и М. П. Красильникова, андезиты и их туфы в окрестностях алунитовых рудопроявлений р. Правый Мамын очень сходны с некком Зейских ворот. Некковые образования андезитов, по-видимому, характерны для Мамынского блока Огоджа-Умлеканского пояса. Возможно, что возраст некков андезитов более молодой, чем покровных порфиритов, и по ряду косвенных признаков может оказаться позднемеловым и даже палеогеновым.

Кроме вулканитов в Огоджа-Умлеканском поясе распространены малые интрузии типа даек и небольших штоков преимущественно диоритового состава. Пространственно с магматическими образованиями Огоджа-Умлеканского пояса сопряжена золотая минерализация; известны проявления ртути, молибдена, свинца-цинка, высокоглиноземных минералов (вторичные кварциты).

Архаро-Буреинская зона представляет собой грабенообразный прогиб, косо наложенный на предшествующие структуры, отвечающие процессам активизации в Буреинском массиве ($Cr_2—Pg$). В формировании этого прогиба молодое близширотное направление тектонических структур получило наиболее полное отражение. Прогиб заполнен континентальными осадочными толщами позднемелового и палеогенового

возраста, а также эффузивами преимущественно липаритовой группы (богучанская свита), отчасти средними эффузивами. Бóльшая часть Архаро-Буреинской зоны закрыта платформенным чехлом Зейской свиты (неоген). На восточном фланге этой зоны, в месте сопряжения Архаро-Буреинской и Хингано-Олонойской зон, развита серия мелких интрузий липаритов — Богучанский интрузивный комплекс позднемелового возраста (ареал 10^a). В пространственной ассоциации с Богучанским липаритовым комплексом находятся рудопроявления флюорита и сурьмы. Весьма возможно нахождение киновари и эпитермального золота и серебра.

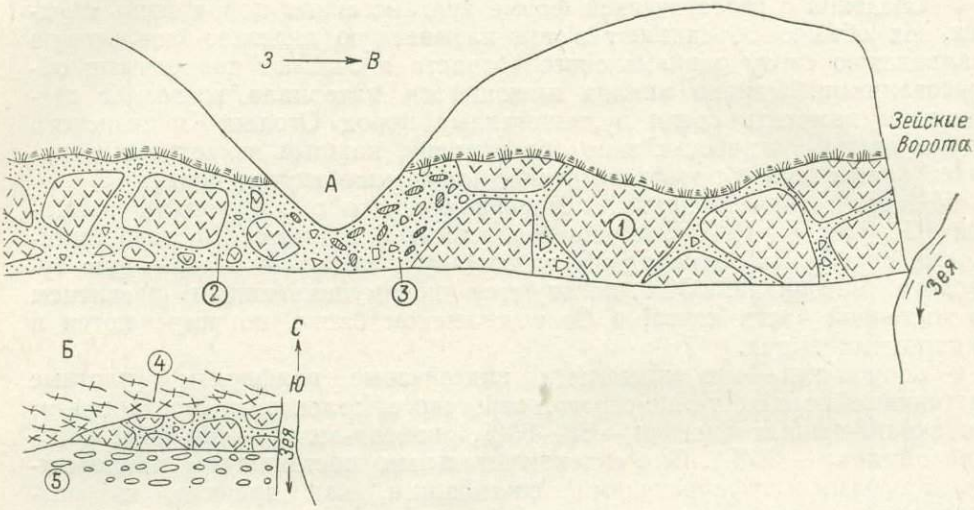


Рис. I-19. Некк андезитов в Зейских воротах (см. рис. I-16, I-17, по Г. В. Ициксон).
А — схематический разрез некка: *1* — андезиты и андезитовые порфириты, *2* — участки взрывного дробления в них, сложенные туфоподобными породами преимущественно из материала окружающих андезитов, *3* — участок туфобрекчий с обильным материалом посторонних пород — кристаллических сланцев, известняков, диоритовых пород; *Б* — форма некка андезитов в плане: *4* — зона дробления в плагиоклаз-роговообманковых гнейсах («пиканских диоритах»), *5* — рыхлые отложения Зейской депрессии (N_2—Q_1).

Для сопоставления петрохимических особенностей мезозойских магматических пород различных структурных зон Буреинского массива составлена вариационная диаграмма средних составов горных пород по методу А. Н. Заварицкого (табл. I-17, рис. I-20).

При рассмотрении этой диаграммы выявляется разница в химическом составе магматических пород северной Огоджа-Умлеканской вулканической зоны * и восточной Хингано-Буреинской зоны. А среди магматических пород Восточной зоны также намечаются различия в химизме пород отдельных частей зоны (Малый Хинган, Баджальский хребет). Предыдущими исследованиями было установлено (Е. В. Быковская, М. И. Ициксон, М. И. Попкова, Ф. Г. Федчин), что для мезозойских магматических пород Хингано-Буреинской (Переходной) зоны характерно в целом пониженное содержание суммы щелочей по сравнению со средними типами пород по Р. Дэли: это отчетливо видно на поле петрохимической диаграммы, где все фигуративные точки анализов располагаются левее кривой средних типов пород по Р. Дэли.

Значительная часть пород пересыщена глиноземом, что хорошо видно по отклонению векторов влево на поле *Sab*. На эту особенность химизма мезозойских оловоносных интрузий обращали внимание

* Количество химических анализов магматических пород Огоджа-Умлеканской зоны еще весьма незначительно (только 19, а для восточной зоны использовано более 200), поэтому выводы следует считать предварительными.

М. И. Иициксон [1960] и Г. Т. Татаринов. Е. В. Быковская (1966) констатировала пересыщение глиноземом нижнемеловых и отчасти верхнемеловых вулканических пород Баджальского хребта, отметив, что это наблюдается не только в кислых разновидностях, но и в породах среднего состава (диориты, порфириты, андезиты). Пересыщена глиноземом и большая часть анализированных пород среднего состава Буреинского прогиба (рис. I-21).

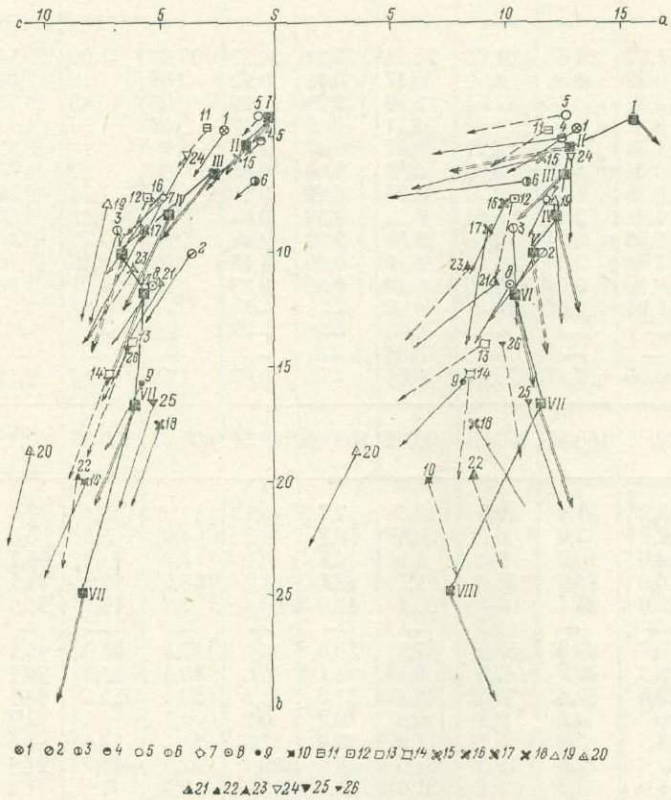


Рис. I-20. Петрохимическая диаграмма мезозойских магматических пород Буреинского массива.

Малый Хинган. *Верхнеюрские — нижнемеловые интрузии* (массивы Диканский, Бутаканский, Урмийский, Кимканский): *1* — граниты и гранодиориты, *2* — гранодиорит-порфиры, *3* — кварцевые диориты; *эффузивы и субвулканические тела: 4* — гранит-порфиры, *5* — липариты, *6* — кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, *7* — дациты, *8* — андезито-дациты, *9* — андезиты, *10* — андезито-базальты; *Баджальский хребет: 11* — липариты, липаритовые, делленитовые и дацитовые порфиры, *12* — андезито-дациты, *13* — андезиты, *14* — андезито-базальты; *интрузивные породы Эзопского комплекса: 15* — порфировидные биотитовые граниты; *16* — гранодиориты, *17* — кварцевые диориты, *18* — диориты; *Буреинский прогиб: 19* — диоритовые порфириты, *20* — роговообманковые порфириты ирохаиского комплекса, *21* — кварцевые диориты и кварцевые диоритовые порфириты, *22* — андезиты, *23* — порфириты; *Огоджа-Умлеканская зона: 24* — малые интрузии кислого состава, *25* — кварцевые диориты и монцонито-диориты, *26* — андезиты.

Среди пород восточной вулканогенной зоны (по данным Е. В. Быковской) интрузивные и эффузивные породы Малого Хингана несколько более богаты щелочами и обеднены полевошпатовой известью по сравнению с аналогичными породами Баджальского хребта. Положение фигуративных точек среднего состава показывает, что это относится главным образом к кислым разновидностям пород; для средних и основных пород пока такого вывода сделать нельзя из-за недостаточного количества химических анализов. По данным Ф. Г. Федчина, повышенное количество щелочей отмечается в жильных породах Хингано-Олонойского прогиба (в кварцевых порфирах, плагиоклазовых порфиритах, диабазовых порфиритах).

Таблица I-17

Средний химический состав и числовая характеристика мезозойских магматических пород Буреинского массива

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	Малый хинган										Бад	жальский хребет			Буреинский прогиб					Огоджа-Умлеканская вулканогенная зона		
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2	71,62	66,63	61,96	75,06	75,30	74,57	63,67	61,29	59,51	55,31	71,36	65,20	60,48	57,52	60,20	54,46	63,09	51,87	64,50	67,74	57,69	59,84
TiO_2	0,29	0,50	0,70	0,17	0,18	0,20	0,63	1,19	1,61	0,18	0,22	0,48	0,79	0,61	0,18	0,58	0,51	1,15	0,50	0,43	0,87	0,65
Al_2O_3	14,52	16,04	17,64	13,19	12,28	13,17	16,03	16,45	16,76	16,97	14,27	16,12	19,80	16,74	19,02	20,40	17,48	18,47	17,51	15,65	16,35	16,72
Fe_2O_3	0,82	0,60	0,82	1,11	1,52	1,47	2,05	1,70	1,74	2,54	0,80	1,22	2,74	1,78	2,80	2,16	1,02	2,96	1,60	1,38	1,87	3,44
FeO	1,78	3,64	4,29	0,97	0,87	1,19	4,09	5,12	5,89	7,08	2,08	3,36	2,39	4,54	1,16	4,52	3,28	5,94	3,02	2,28	4,51	2,99
MnO	0,04	0,08	0,09	0,05	0,06	0,05	0,08	0,07	0,07	0,13	0,10	0,15	0,26	0,23	0,14	0,26	0,08	0,16	0,12	0,07	0,16	0,14
MgO	0,55	1,82	2,20	0,20	0,22	0,27	0,70	1,74	2,53	4,70	0,48	1,49	2,20	4,91	2,14	4,26	1,86	4,46	2,03	1,29	4,54	3,99
CaO	1,84	3,04	5,64	0,53	0,59	0,64	3,84	4,22	4,60	8,58	2,44	4,40	5,07	5,66	5,90	8,25	4,13	8,69	5,00	3,19	6,45	6,08
Na_2O	3,68	3,34	3,65	2,88	3,09	2,28	2,62	2,70	2,10	2,34	3,21	3,22	2,76	2,72	4,34	1,30	2,94	3,37	2,29	3,85	3,73	3,31
K_2O	3,84	3,34	1,56	4,71	4,40	4,55	4,09	2,76	1,76	1,00	3,36	2,31	2,15	1,52	1,36	0,46	2,25	0,83	2,37	3,24	2,09	1,90
H_2O	0,32	0,94	0,16	0,42	0,69	0,33	0,75	1,27	1,80	—	0,36	0,56	0,37	0,70	0,55	—	1,31	0,81	0,78	0,62	0,78	0,98
P_2O_5	0,04	0,06	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18	0,54	0,12	—	0,13	0,06	0,20	0,18
SO_3	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,19	1,23	0,03	—	—	—	0,03	—
CO_3	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,20	—	—	—	—	0,07
П.п.п.	0,66	0,47	1,32	0,64	1,20	0,87	1,52	1,86	2,11	1,07	1,44	1,35	0,87	3,44	2,45	1,66	0,83	0,64	0,53	—	0,45	0,29
Сумма	100,00	100,50	100,03	100,05	100,40	99,59	100,07	100,37	100,48	99,90	100,12	99,86	99,88	100,37	100,61	100,08	100,13	99,35	100,38	99,80	99,72	100,58
a	13,2	11,8	10,5	12,6	12,7	11,1	11,9	10,4	7,4	6,9	11,9	10,5	9,3	8,6	12,3	3,7	9,7	8,9	8,6	13,0	11,3	10,1
c	2,2	3,6	6,9	0,6	0,7	0,8	4,9	5,3	5,8	8,3	3,0	5,5	6,2	7,2	7,3	10,7	5,1	8,6	6,1	3,9	5,3	6,3
b	4,6	10,0	9,0	5,1	4,1	6,9	7,7	11,4	15,7	20,0	4,6	7,6	13,6	15,3	7,8	18,7	11,3	19,8	10,7	5,7	16,5	14,0
s	80,0	74,6	73,6	81,7	82,5	81,2	75,5	72,9	71,1	64,8	80,5	76,4	70,6	68,9	72,6	66,9	73,9	62,7	74,6	77,4	66,9	69,6
a'	29,0	24,1	—	56,4	41,9	60,4	7,3	16,1	26,8	—	23,5	7,4	37,0	2,80	—	21,1	35,5	—	27,0	—	—	—
c'	—	—	2,3	—	—	—	—	—	—	12,3	—	—	—	—	3,6	—	—	12,2	—	0	15,5	8,8
f'	50,7	39,6	55,0	37,1	50,0	34,0	77,1	58,0	45,1	46,7	58,8	58,3	35,5	40,9	46,7	37,2	36,2	47,6	40,6	61,4	37,2	42,3
m'	20,3	30,2	42,6	6,4	8,1	5,6	15,6	25,9	28,1	41,0	17,7	34,3	27,5	56,3	49,5	41,5	28,2	40,0	32,2	38,5	47,2	48,7
n	59,4	60,6	76,6	48,4	51,5	43,5	50,0	59,5	64,1	77,5	59,1	69,3	67,2	73,3	82,3	80,8	67,1	85,7	59,6	64,6	73,1	72,6
t	0,3	0,5	0,8	0,2	0,2	0,2	0,7	1,4	2,0	0,3	0,3	0,5	1,0	0,8	0,3	0,8	0,5	1,6	0,5	0,4	1,1	0,7
φ	14,5	5,3	7,7	17,9	29,0	17,0	23,8	13,6	8,0	11,2	14,7	13,0	17,0	10,2	31,1	10,9	7,3	17,3	12,2	21,7	10,0	2,7
Q	31,4	22,0	19,3	37,6	38,9	39,4	22,3	19,7	21,6	7,5	34,2	26,3	16,4	13,4	13,3	15,7	23,3	—1,0	25,9	24,9	5,9	12,7
a/c	6,0	3,2	1,5	21,0	18,1	13,9	2,4	1,9	1,3	0,8	4,0	1,9	1,5	1,2	1,6	0,3	1,9	10	1,4	3,3	2,1	1,6

* Номер анализа: 1 — граниты и гранодиориты, J_3—Cr_1 (среднее из 12 анализов; 2 — гранодиорит-порфиры, J_3—Cr_1 (среднее из 2 анализов); 3 — кварцевые диориты, J_3—Cr_1 (среднее из 2 анализов); 4 — гранит-порфиры, Cr_2? (среднее из 13 анализов); 5 — липариты, туфы, туфолавы, Cr_2 (среднее из 7 анализов); 6 — кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, туфы, Cr_1 (среднее из 26 анализов); 7 — дациты, Cr_1 (среднее из 3 анализов); 8 — дациты, андезиты, Cr_1 (среднее из 7 анализов); 9 — андезиты, Cr_1 (среднее из 4 анализов); 10 — андезито-базальты, Cr_1 (один анализ); 11 — липариты, липаритовые порфиры, делленитовые и дацитовые порфиры, Cr_2 (среднее из 31 анализа); 12 — андезито-дациты, Cr_2 (среднее из 13 анализов); 13 — андезиты, Cr_1 (среднее из 2 анализов); 14 — андезито-базальты, Cr_1 (среднее из 2 анализов); 15 — диоритовые порфириты, Cr_1 (среднее из 2 анализов); 16 — роговообманковые порфириты, (среднее из 2 анализов); 17 — кварцевые диориты и кварц-диоритовые порфириты, Cr_1 (среднее из 5 анализов); 18 — андезиты, Cr_1 (среднее из 4 анализов); 19 — порфириты, Cr_1 (среднее из 4 анализов); 20 — граниты, гранодиориты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, Cr_1 (среднее из 6 анализов); 21 — кварцсодержащие диориты, Cr_1 (среднее из 7 анализов); 22 — андезиты, Cr_1 (среднее из 6 анализов).

Многими исследователями было установлено [Иициксон, 1960; Сборник химических анализов..., 1964; Устиев, 1963, Быковская, 1966], что мезозойским магматическим породам Восточно-Азиатского вулканогенного пояса свойственны определенные петрохимические особенности — пониженная щелочность и повышенная известковистость пород.

Таким образом, позднемезозойские магматические породы Хингано-Буреинской зоны, обладая своими особенностями химизма, в целом отражают специфику химизма интрузивных и эффузивных пород Восточно-Азиатского вулканогенного пояса.

Фигуративные точки средних химических составов магматических пород Огоджа-Умлеканской вулканической зоны тяготеют к линии составов средних типов пород по Р. Дэли (рис. I-20, точки 24, 25, 26).

В этой зоне повышенным количеством щелочей обладают мелкие интрузии кварцевых диоритов и монцонито-диоритов в Зейских воротах и в устье р. Умлекана, залегающие среди эффузивов талданской свиты (рис. I-2). Пересыщение глиноземом не характерно для пород этой зоны и наблюдается в единичных анализах дайковых пород кислого состава. По содержанию полевошпатовой извести незаметно какой-либо закономерности. Вычисленные средние составы показывают количество извести, близкое к содержанию ее в средних типах пород по Р. Дэли. Рис. I-21 хорошо иллюстрирует пересыщенность глиноземом и меньшую щелочность пород среднего и умеренно-кислого состава Буреинского прогиба, и восточного выступа Буреинского массива («дайковой» ассоциации поперечных цепочек малых интрузий, куда

входят и породы иороханского комплекса) и химизм аналогичных по составу пород Огоджа-Умлеканской зоны. Породам последней зоны свойственны несколько большее количество щелочей и обычное соотношение железа и магния в составе цветных минералов.

Итак, по петрохимии магматические породы Огоджа-Умлеканской зоны отличаются от пород Хингано-Буреинской зоны и занимают в об-

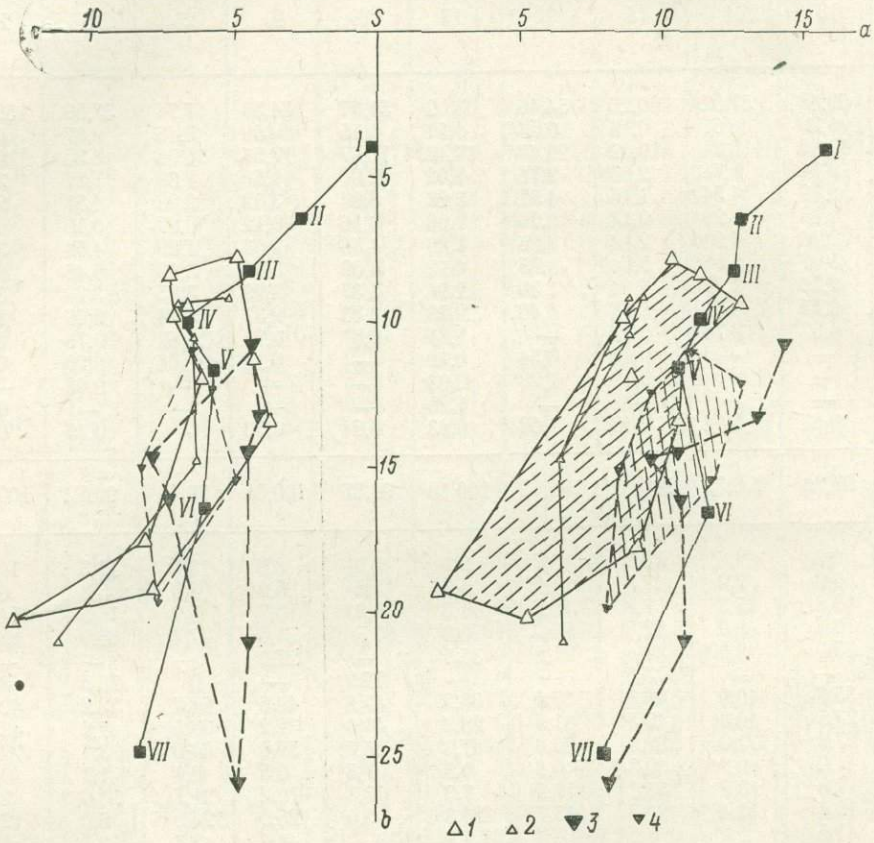


Рис. I-21. Петрохимическая диаграмма магматических пород Буреинского прогиба *1, 2* и Огоджа-Умлеканской вулканической зоны *3, 4* (составлено по конкретным *анализам*).

1, 3 — интрузивные породы (диоритовые порфириты, кварцевые диориты, кварцевые монцонитодиориты); *2, 4* — эффузивные породы (андезиты и порфириты). Штриховка отражает преобладающее направление наклона векторов.

Средние типы пород по Р. Дэли: I — щелочной гранит; *II* — гранит послекембрийский; *III* — гранодиорит; *IV* — андезит; *V* — кварцевый диорит; *VI* — диорит; *VII* — габбро.

щем плане промежуточное положение между мезозойскими породами Восточно-Азиатского вулканогенного пояса и Забайкалья. Отличительными петрохимическими чертами последнего региона являются: повышенное содержание щелочей и относительная бедность полевошпатовой известью. Пересыщенность глиноземом свойственна только кислым членам отдельных интрузивных комплексов и кислым эффузивам [*Интрузивные комплексы Забайкалья*, 1964; *Сборник химических анализов*... 1964; Шталь, 1963].

ХАНКАЙСКИЙ МАССИВ

Ханкайский массив занимает значительную часть территории юго-западного Приморья в районе оз. Ханка, в бассейне рек Суйфун и Уссури. Восточной и северной границами его являются крупные разломы

(структурные швы) — Западный Сихотэ-Алинский и Синкайский, отделяющие массив от складчатых сооружений хр. Сихотэ-Алинь. Южная граница массива менее отчетлива и скрыта под слабо дислоцированными мезо-кайнозойскими отложениями Суйфунской впадины *. На западе и северо-западе по системе предполагаемых крупных разрывных нарушений он отделен от Лаоелин-Гродековской области.

В тектоническом отношении Ханкайский массив представляет блок докембрийских и раннепалеозойских (байкальских) структур, разделяющий более молодые позднепалеозойские и мезозойские складчатые сооружения Сихотэ-Алинской и Лаоелин-Гродековской (Туманско-Суйфунской) геосинклинальных областей. Фундамент его сложен кристаллическими толщами пород раннего докембрия (мигматитами, парагнейсами, мраморами и кристаллическими сланцами) и мощным комплексом (6000—7000 м) терригенно-карбонатных и вулканогенных верхнепротерозойских и кембрийских отложений, залегающих с резким несогласием на кристаллическом основании. Чехол массива образован слабо дислоцированными континентальными эффузивно-осадочными отложениями позднего мезозоя и кайнозоя, сохранившимися в виде небольших пятен в бассейне рек Лефу и Мо; в ряде районов на южной окраине массива в чехле наблюдаются осадочно-вулканогенные отложения пермского возраста.

Магматические породы в пределах Ханкайского массива развиты широко и занимают не менее 50% его территории. Они представлены разнообразными комплексами, формирование которых связано с различными стадиями геосинклинального и орогенного развития складчатого основания массива, а также этапами его магматической активизации в позднепалеозойское и мезозойское время. В геологическом и петрографическом отношениях магматические образования Ханкайского массива изучены неравномерно и в целом еще недостаточно. Возрастное положение выделяемых комплексов зачастую дискуссионно. С той или иной долей условности среди них в возрастной последовательности могут быть намечены следующие группы пород: раннепротерозойские, раннепалеозойские, позднепалеозойские и мезозойские.

РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Проявления раннепротерозойского магматизма на территории Ханкайского массива ограничены. Они известны в междуречье Уссури — Вака в районе сел Иннокентьевка, Ружино и г. Лесозаводска, а также в бассейне нижнего течения р. Даубихе. Возрастное положение этих пород достоверно не установлено и определяется главным образом исходя из фактов пространственной и структурной сопряженности их с толщами древних, предположительно раннепротерозойских ** гнейсов и кристаллических сланцев и отсутствия подобных образований среди более молодых позднедокембрийских и раннепалеозойских отложений. В гальке кембрийских конгломератов, как указывают Б. А. Иванов, присутствуют породы, аналогичные древним гнейсо-гранитам. Эта точка зрения на возраст описываемых образований разделяется не всеми геологами. В последнее время Ю. Н. Размахниным [1963] было высказано соображение о палеозойском и даже мезозойском (киммерийском) возрасте гнейсо-мигматитовых формаций северной части Ханкайского массива, возникших, по его представлениям, в результате процессов ультраметаморфизма и гранитизации синийских осадочных пород. Аналогичных представлений на генезис этих пород придерживаются Л. В. Кулинич, Л. С. Толмачева, А. В. Жуковская и другие геологи.

* По И. И. Берсеньеву, южной границей массива является Юнжо-Сихотэ-Алинский структурный шов.

** По другим данным, архейских.

К магматическим проявлениям раннепротерозойского возраста принадлежат амфиболиты, гнейсо-граниты, граниты и пегматиты. Наиболее ранними из них следует считать, по-видимому, небольшие тела амфиболитов, образующие межпластовые залежи (протяженностью в первые километры), либо штоки и дайки среди гнейсов и кристаллических сланцев уссурийской серии. По составу они относятся к типу меланократовых габбро и состоят из амфибола (60—80%), плагиоклаза (15—35%) и незначительной примеси кварца.

Производные гранитный магмы представлены биотитовыми гранитами и гнейсо-гранитами и принадлежат, очевидно, к более поздним стадиям развития древней подвижной области. Они образуют тела соскладчатого типа площадью до 20—25 *км*^{2}, окаймленные обширными мигматитовыми зонами. Гнейсо-граниты и граниты принадлежат к типу нормальных гранитоидов щелочноземельного ряда, представляя собой мелко- и среднезернистые породы очковой или порфиробластической катакластической структуры. Пегматиты и пегматоидные граниты встречаются в виде небольших гнезд или жил среди гнейсо-гранитов, мигматизированных гнейсов и кристаллических сланцев.

РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ

В позднем докембрии на раздробленном и погруженном кристаллическом основании в пределах Ханкайского массива произошло заложение нового геосинклинального прогиба (Ю. Я. Громов, 1959; Ю. Я. Громов, В. К. Путинцев, 1960; Ициксон, Музылев [1963]). В начальные этапы его формирования широкое распространение получили вулканогенные образования спилито-кератофирового ряда, переслаивавшиеся с морскими карбонатно-терригенными отложениями, которые на более поздних стадиях развития, особенно в раннем кембрии, уступили место существенно карбонатным и терригенным формациям. Интенсивные тектонические движения, происшедшие после раннего кембрия, привели к замыканию геосинклинального прогиба и превращению его в складчатую область.

Наиболее ранние проявления интрузивного магматизма в пределах этой области представлены небольшими массивами габброидов, серпентинов и серпентинизированных пироксенитов. Породы этого комплекса имеют неширокое распространение. Они встречены на водораздельных возвышенностях рек Кулешовки и Дмитриевки в виде линзовидных тел (будинаж-плутонов), вытянутых в северо-западном направлении параллельно структурам вмещающих терригенно-карбонатных отложений нижнего кембрия (дмитриевская свита). Галька близких по составу пород установлена в конгломератах (буянковской серии) предположительно среднекембрийского возраста, чем определяется верхняя возрастная граница данных интрузий. Интенсивная рассланцованность и катаклаз этих пород позволяют отнести их, по свидетельству Ю. Я. Громова, к образованиям доскладчатого типа.

Спектральными анализами в породах данного комплекса обнаружены повышенные концентрации хрома (0,3—1,0%) и никеля (до 1,0%). Последний образует в Спасском районе мелкие рудопроявления, которые генетически связаны, по-видимому, с этим комплексом.

Процессы контактового метаморфизма, вызванные внедрением гипербазитов и габброидов, выразились в перекристаллизации известняков и развитии по ним местами скаполит-альбитовых скарнов.

С периодом главной фазы складчатости, по времени близкой к позднебайкальским (салаирским) движениям, замкнувшей геосинклиналь и превратившей ее в складчатую область, было связано внедрение значительных гранитоидных масс. К этой возрастной группе должны быть отнесены прежде всего граниты, известные в литературе

под названием «вознесенских», которые встречаются в виде некрупных интрузивных тел (площадью от 1—2 до 20—25 *км*^{2}) в районе Вознесенского рудного узла, в бассейне рек Куйбышевки, Ваки, Чихезы, Синтухе и др. Строение массивов в большинстве случаев простое. И лишь в окрестностях с. Вознесенки встречаются сложные двухфазные интрузии, в которых породы первой фазы представлены гибридными (по М. Г. Руб) габбро, габбро-диоритами и монцонитоидами, а второй фазы — биотитовыми и аляскитовыми гранитами. Интрузии приурочены к антиклинальным складкам и имеют сложную удлиненную в северо-западном направлении форму, подчиненную структурному плану вмещающих позднедокембрийских и кембрийских пород.

Верхняя возрастная граница пород комплекса определяется следующими данными. Галька их и связанных с ними грейзенов установлена Ю. Я. Громовым и Н. С. Подгорной в конгломератах буянковской серии предположительно среднекембрийского возраста. По наблюдениям Ю. Г. Иванова, вознесенские граниты прорваны жильными гранитами гродековского типа, возраст которых большинством геологов определяется как позднепалеозойский. Абсолютный возраст вознесенских гранитов 340—370 млн. лет * (М. Г. Руб, 1961).

По данным М. И. Ициксона, Г. В. Ициксон, Б. И. Лови (1961), вознесенские граниты по составу, петрохимическим особенностям, типу постмагматических процессов и эндогенной минерализации могут быть сопоставлены с нижнепалеозойскими гранитами Малого Хингана.

Иная точка зрения на возрастное положение вознесенских гранитов развивается П. Н. Кропоткиным и М. Г. Руб, которые рассматривают их в качестве проявлений заключительной фазы сложного верхнепалеозойского комплекса. По исследованиям М. Г. Руб (1961), вознесенские граниты петрографически и петрохимически сходны с гродековскими гранитами и прорывают их.

Петрографический состав вознесенских интрузий детально изучен М. Г. Руб (1956—1961). Преобладают среди них среднезернистые биотитовые часто порфировидные граниты; реже встречаются аляскитовые и турмалинсодержащие разновидности. В эндоконтактовых зонах массивов местами развиты трондьемиты (на контакте с известняками) и кварцевые сиениты (на контакте с глинистыми и известково-глинистыми сланцами).

В химическом отношении биотитовые граниты приближаются к среднему типу нормальных гранитов, отличаются от них повышенной щелочностью, пересыщенностью глиноземом и пониженным содержанием окиси кальция и магния; аляскитовые граниты — породы еще более кислые, характеризуются повышенным содержанием фтора. Характерные элементы-примеси: Ba, Be, Zr, Y, Rb, B, F, Sn, Ga, Pb, Li.

В районах развития вознесенских гранитов широко распространены разнообразные жильные породы, которые, по наблюдениям М. Г. Руб (1961), расчленяются на три группы: 1) гранит-порфиры, аплиты и пегматиты (дорудные), 2) граносиенит-порфиры и диоритовые порфириты (межрудные), 3) диабазовые порфириты (послерудные).

Характерной чертой вознесенских гранитов является широкое развитие в связи с ними интенсивных процессов грейзенизации как по самим гранитам, так и по вмещающим породам. Грейзенизация сопровождалась привносом больших количеств фтора, бора, воды, а также лития, бериллия, ниобия, тантала, олова, вольфрама и некоторых других элементов. На контакте с гранитами вмещающие песчано-сланцевые породы ороговикованы, известняки перекристаллизованы, участками скарнированы. Среди скарнов встречаются гранатовые, пироксен-

---

* По устному сообщению Н. И. Полевой, эти цифры на основании новейших определений должны быть повышены до 450—480 млн. лет.

гранатовые, пироксен-скаполитовые и гранат-пироксен-везувиановые разновидности. Ширина контактового ореола около интрузий зависит от типа контакта и достигает местами нескольких десятков метров.

С гранитами вознесенского комплекса связана разнообразная рудная минерализация — оловянная, вольфрамовая, молибденовая, флюоритовая, редкометальная и полиметаллическая.

К образованиям раннепалеозойского возраста в пределах Ханкайского массива кроме вознесенских гранитов, как полагают М. И. Иксон, С. А. Музылев (1963), И. И. Берсенев и другие геологи, должны быть отнесены также частично граниты шмаковского и гродековского комплексов. К сожалению, недостаточная изученность этих комплексов не позволяет в настоящее время выделить в их составе гранитные интрузии нижнепалеозойского возраста, отделив их от более молодых, позднепалеозойских гранитоидов.

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ И МЕЗОЗОЙ

Проявления позднепалеозойского магматизма на территории Ханкайского массива имеют исключительно широкое распространение. Формирование их во времени совпадает с верхнепермскими складкообразовательными и инверсионными движениями в пределах Сихотэ-Алинской и Лаоелин-Гродековской складчатых областей. Интрузивные породы, связанные с этими движениями, представлены гродековским комплексом.

В составе гродековского комплекса преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, слагающие крупные массивы (до нескольких сотен квадратных километров), сосредоточенные в западной части Ханкайского массива. Породы близкого к ним состава широко развиты также в Лаоелин-Гродековской складчатой области в Хасанском районе, в северо-восточной части КНДР (хесанский комплекс) и в КНР (тайпинлинский комплекс). В краевых частях массивов и около провесов кровли развиты гранодиориты, кварцевые диориты и диорит-монцониты. В ряде районов (бассейн рек Тахеяж и Синтухе) среди гранитов встречаются крупные ксенолиты и неправильные тела габброидов, рассматриваемые некоторыми геологами в качестве интрузий первой фазы.

Возрастное положение гродековских гранитов определяется тем, что они имеют активные контакты с кембрийскими, силурийско-девонскими (кордонкинская свита) и верхнепалеозойскими (верхнепермскими) отложениями и характеризуются абсолютным возрастом в 215—240 млн. лет. На юге Ханкайского массива, в бассейне р. Чихезы, они перекрыты отложениями сучанской (нижний мел) и коркинской (верхний мел) свит. В соседних районах, на п-ове Муравьева-Амурского и на о. Русском, близкие по составу граниты прорывают низы верхней перми (барабашская свита) и содержатся в гальке базальных конгломератов нижнего триаса (М. Г. Руб, 1961).

По представлениям приморских геологов И. И. Берсенева, Ю. Г. Иванова и других, граниты гродековского типа по характеру взаимоотношений с верхнепермскими вулканогенными отложениями барабашской свиты расчленяются на две группы — доверхнепермские (условно среднепалеозойские) и верхнепермские. Однако, по составу выделяемые типы гранитов близки между собой, а в тех районах Ханкайского массива, где они перекрыты кислыми эффузивами барабашской свиты, возраст последней твердо не доказан. Не исключено, что перекрывающие эффузивы могут здесь оказаться продуктами более молодого мезозойского вулканизма. По-видимому, большая часть «среднепалеозойских» гранитов имеет все же верхнепалеозойский возраст. Изученность этих гранитов еще не настолько высока, чтобы мож-

но было отрицать возможность наличия среди них более древних, пока еще не выделенных, раннепалеозойских магматических проявлений.

По химическому составу граниты принадлежат к типу пород, пересыщенных глиноземом с незначительным преобладанием окиси Na_2O над K_2O в молекулярном соотношении. От среднего состава гранитов (по Р. Дэли) они отличаются меньшим количеством железо-магнезиальных компонентов, а также несколько меньшим количеством титана и кальция. Характерные акцессорные элементы: Ba, Be, Rb, Zr, Y, B, F, Sn, Ga, Pb.

Процессы контактового метаморфизма около интрузий проявились в ороговиковании песчаников и сланцев, перекристаллизации, окварцевании и скарнировании мраморов. Ширина ореола контактово-преобразованных пород варьрует от первых десятков метров до 1 *км*. В зоне эндоконтакта граниты нередко переходят в гранодиоритовые и диоритовые разновидности.

Жильные породы, генетически связанные с гродековскими гранитами, представлены мелкозернистыми биотитовыми гранитами, аплитами, гранит-порфирами и пегматитами. На контактах с жильными породами граниты участками окварцованы и грейзенизированы.

С породами гродековского комплекса связаны небольшие железорудные, молибденовые, оловянные и оловянно-вольфрамовые месторождения скарнового и гидротермального типов.

В восточной части Ханкайского массива к проявлениям позднепалеозойского (раннепермского) магматизма принадлежат гранитоиды шмаковского комплекса, образующие ряд крупных интрузивных тел суммарной площадью свыше 3000 *км*^{2}. Эти интрузии вытянуты в северо-восточном направлении согласно с простиранием палеозойских складчатых сооружений Сихотэ-Алинской геосинклинали и являются в целом дискордантными по отношению к структурному плану допалеозойских и кембрийских отложений, с которыми они соприкасаются вдоль западных контактов. На востоке от более молодых верхнепалеозойских и, мезозойских образований Даубихинской зоны они повсеместно отделены тектоническими нарушениями или интрузиями мезозойских гранитоидов.

Верхняя возрастная граница шмаковских гранитов определяется налеганием на них верхнепермских фаунистически обоснованных отложений на водоразделе оз. Ханка — р. Даубихе. Абсолютный возраст гранитов 180—200 млн. лет.

Позднепалеозойский возраст шмаковского комплекса не является общепринятым. М. Г. Руб (1961) считает возможным относить его к среднему палеозою. Ю. Я. Громов (1959), М. И. Иициксон, С. А. Музылев (1963) и другие геологи связывают формирование шмаковских гранитов с процессами, предшествовавшими заложению Сихотэ-Алинской геосинклинальной области, и рассматривают их в качестве нижнепалеозойских образований. Этим выводам в какой-то мере отвечают наблюдения З. В. Сидоренко над тектонической позицией этих гранитов, которая указывает, что в конфигурации массивов шмаковского комплекса иногда кроме основного север-северо-восточного направления отчетливо проявляется влияние субширотных структур.

В составе комплекса, по М. Г. Руб (1961), наибольшим распространением пользуются крупно- и среднезернистые биотитовые граниты, переходящие в краевых частях массивов в порфировидные разности; менее развиты амфибол-биотитовые, а также аляскитовые и турмалинсодержащие граниты. Жильные породы представлены мелкозернистыми биотитовыми гранитами, аплитами, гранит-порфирами и пегматитами. Дайки второго этапа развиты ограниченно. К ним принадлежат спессартиты, керсантиты и диабазовые порфириты. Вмещающие породы подвергаются перекристаллизации и ороговикованию. В связи со

шмаковскими гранитами отмечается широкое развитие явлений мигматизации и приконтактовой гранитизации. Химический состав биотитовых гранитов характеризуется пересыщенностью глиноземом и незначительным преобладанием Na_2O над K_2O ($n=54{,}0$). Элементы-примеси: Zr, Be, Y, Ce, La, Ga, Ti. *Проявления эндогенной минерализации* в связи со шмаковскими гранитами не известны.

Интрузивные породы мезозойского возраста на Ханкайском массиве имеют незначительное распространение и установлены главным образом в южной и восточной его частях. Выходы их известны в междуречье Спасовка — Даубихе (южные отроги хр. Синего) и в бассейне нижнего течения р. Ваки. По аналогии с прилегающими районами *Сихотэ-Алинской складчатой области возраст интрузий определяется* условно как позднемезозойский.

Интрузивные тела данного комплекса характеризуются изометричной, штокообразной либо вытянутой в северо-восточном направлении формой площадью от первых десятков до 100—150 *км*^{2}. Размещены они среди более древних палеозойских гранитоидов, кембрийских и отчасти среди пермских вулканогенных отложений. Верхняя возрастная граница комплекса геологическими данными не обоснована. Абсолютный возраст пород колеблется от 130—140 до 175—190 млн. лет.

В строении интрузий преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты. Некоторые массивы, по данным Ю. Я. Громова и Б. И. Лови, имеют зональное строение с развитием в зонах эндоконтакта пород диоритового, габбро-диоритового, монцонитового и сиенитового состава. Жильные породы представлены мелкозернистыми биотитовыми или порфировидными гранитами, гранит-порфирами, аплитами, спессартитами, диоритовыми порфиритами, а также кварцевыми жилами мощностью до 2—4 *м*. Местами граниты и гранодиориты грейзенизированы. С участками грейзенизации связаны незначительные проявления оловянной минерализации.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЗМА ДРЕВНИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ, ПРИЛЕГАЮЩИХ К ТПП, И МАССИВОВ

Под древними складчатыми областями, примыкающими к северо-западной части ТПП, и массивами понимаются докембрийские и позднебайкальские складчатые сооружения Сибирской и Китайской платформ (Алданский щит, Сино-Корейский или Северо-Китайский массив, Становая и Селенгино-Яблоновая области), а также срединные массивы в пределах внешней зоны пояса (Колымский, Омолонский, Охотский, Буреинский и др.).

Магматические проявления на этой территории связаны главным образом с формированием кристаллического основания платформ и срединных массивов, а также с более поздними процессами тектоно-магматической активизации.

Наиболее древние магматические породы в пределах рассматриваемых структур принадлежат к архею и связаны с развитием древнейших подвижных областей, фрагменты которых сохранились на Алданском щите, в пределах Сино-Корейского массива и Становой складчатой области. В магматической истории архейских областей выделяются две стадии.

Наиболее ранняя из них связана с накоплением архейских отложений и проявилась в неоднократных излияниях лав основного состава, превращенных последующими процессами метаморфизма в различного рода кристаллические сланцы (пироксен-плагиоклазовые, амфибол-двупироксен-плагиоклазовые, клинопироксен-гиперстеновые, диоп-

сид-амфибол-плагиоклазовые и др.), амфиболиты и эклогитоподобные породы. Эти образования имеют широкое площадное распространение, обладают большими мощностями и участвуют в строении разрезов почти всех суперкрустальных серий архея. К этой же стадии относится образование недифференцированных интрузивных тел доскладчатого типа, образующих небольшие межпластовые, линзовидные, согласные, реже секущие тела, обладающие мощностью от нескольких метров до 3—4 *км* и протяженностью до 15—20 *км*. В их составе преобладают метагаббро и метагаббро-нориты; реже встречаются ультраосновные породы — перидотиты, пироксениты, дуниты и горнблендиты, обычно ассоциирующие с основными породами. Интрузии метабазитов и метагипербазитов встречаются повсюду, хотя и в небольшом количестве; в отдельных регионах (Корейский полуостров, п-ов Шаньдун) для них может быть отмечено линейное (поясовое) распределение, отражающее, по-видимому, направления древнейших ослабленных зон [Докембрийские метаморфические комплексы..., 1966].

Завершающая стадия архейского магматизма неразрывно связана с процессами ультраметаморфизма, получившими повсеместное распространение, и отмечена формированием различных гранитоидных пород. Наиболее ранние из архейских гранитоидов принадлежат к автохтонному типу, образуя согласные складчатые массивы, обрамленные обширными зонами мигматизации и насыщенные реликтами в различной степени переработанного субстрата. Из структурных форм для этого комплекса пород характерны гнейсо-мигматитовые купола и валы, центральные и осевые части которых нередко представляют центры гранитизации; в ряде районов (поднятие Нанним на Корейском полуострове, западные районы п-ова Шаньдун) гнейсо-мигматитовые и гнейсо-гранитовые комплексы слагают протяженные структуры линейного типа. По составу среди гранитоидов данной группы выделяются биотитовые, амфибол-биотитовые, гиперстеновые, диопсидовые, двупироксеновые, гранатовые и гранат-кордиеритовые граниты; менее распространены гранодиоритовые и диоритовые разновидности. Для гранитоидных пород характерна унаследованность их состава от состава вмещающих суперкрустальных толщ. Формирование данной группы гранитоидов отвечает наиболее ранним преобразованиям ультраметаморфогенного типа, которые протекали на месте и были обусловлены главным образом процессами перекристаллизации и метаморфической дифференциации исходного вещества; явления селективного плавления и высокотемпературного метасоматоза играли на этой стадии, вероятно, незначительную роль.

Более поздние архейские гранитоиды однообразнее по составу (преобладают биотитовые и лейкократовые, часто порфиробластические, микроклиновые граниты), слагают нередко крупные ареал-плутоны, характеризуются в большинстве случаев независимостью состава от состава окружающих суперкрустальных толщ, признаками аллохтонного залегания и магматической прототектоники. Их образование соответствует этапам более интенсивного развития процессов гранитизации — высокотемпературного щелочного (преимущественно калиевого) метасоматоза и анатексиса, сопровождаемых нередко явлениями реоморфизма.

Продукты наивысших стадий гранитизации (частичное или полное расплавление субстрата) представлены гранитоидами магматического облика, слагающими отчетливо секущие интрузивные тела небольших размеров. С метасоматическими процессами, сопутствующими архейскому гранитообразованию, связаны крупные флогопитовые и железорудные месторождения.

В петрохимическом отношении для архейских гранитоидов характерны обогащенность калием, повышенная магнезиальность и низкая

степень окисленности железа [Докембрийские метаморфические комплексы..., 1966].

Развитие архейского магматизма, судя по характеру размещения магматогенных и ультраметаморфогенных комплексов, происходило в слабо дифференцированных или почти недифференцированных подвижных областях, лишенных четкой тектонической зональности. Последовательность развития архейских магматических процессов в общих чертах совпадает с последовательностью, присущей послеархейским подвижным зонам, однако является менее полной и характеризуется отсутствием ряда формаций (главным образом формаций заключительных стадий).

В раннем протерозое на раздробленном и погруженном архейском основании произошло заложение новых подвижных областей. Наиболее крупной из них была Становая область, обрамляющая с юга, востока и запада археиды Алданского щита. Фрагменты раннепротерозойских складчатых сооружений известны на Буреинском, Колымском, Омолонском и других массивах; протяженные подвижные области возникли в пределах Сино-Корейского массива (Мачхоллёнская, Внутреннемонгольская и др.). В магматической эволюции этих областей, несмотря на разобщенность и различный тектонический стиль формирования, выявляется ряд общих черт.

В начальные, собственно геосинклинальные этапы геологической истории подвижных областей протерозоид широкое развитие получили доскладчатые комплексы основных эффузивов (ортоамфиболиты, различного рода зеленые ортосланцы и гнейсы). Выходы их известны в пределах Становой, Селенгино-Яблоновой, Внутреннемонгольской и других складчатых областей; в разрезе раннего протерозоя Буреинского, Ханкайского, Омолонского и Колымского массивов. В одних районах типа центральной части Становой складчатой области эти формации приурочены к нижней половине нижнепротерозойского разреза и сменяются выше существенно терригенными и карбонатно-терригенными отложениями; в других — они пространственно обособлены от последних и образуют самостоятельные прогибы эвгеосинклинального типа (Мусанская зона на севере Корейского полуострова; антиклинории Шаньсийский, Внутренней Монголии и другие на территории Китайской платформы, Амазарская зона Становой области). Мощность этих вулканических образований в разных областях различна и варьирует от нескольких сотен метров до нескольких километров. Наибольших величин она достигает в прогибах эвгеосинклинального типа.

Пространственно и генетически с основными вулканическими породами геосинклинальных этапов сопряжены интрузии основного и ультраосновного состава: габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диориты, пироксениты, горнблендиты и серпентиниты, слагающие сравнительно некрупные массивы — пластовые залежи, силлы, бескорневые интрузии типа будинаж-плутонов либо секущие интрузивные тела (штоки и дайки). С ними связаны месторождения титана, железа, тремолит-асбеста и талька.

По-видимому, ко времени завершения геосинклинального — началу инверсионного этапа развития протерозоид относится образование специфической анортозитовой формации. Анортозитовые массивы (древнеджугджурский комплекс) известны лишь в пределах Становой области и пограничных с нею районах Алданского щита, будучи локализованы в зонах Станового, Удыхино-Джанинского и Шевлинского разломов.

С эпохой главных складчатых движений, приведших к замыканию раннепротерозойских геосинклинальных систем, их подъему и превращению в складчатые области, связано проявление интенсивного гранитоидного магматизма. В Становой складчатой области к этой стадии

принадлежит древнестановой комплекс плагиогранитов, гранодиоритов и гранитов, сопровождаемый мусковитовыми и редкоземельными пегматитами. Несколько более поздним здесь принято считать гранитоиды токско-алгоминского и позднестанового комплексов диорит-гранодиоритового ряда, характеризующиеся более однородным составом.

В Селенгино-Яблоновой области времени образования древнестановых гранитоидов отвечает, по-видимому, формирование комплекса гнейсовидных гранодиоритов, плагиогранитов, биотитовых и лейкократовых гранитов; гранитоидные породы такого же типа известны в составе фундамента Буреинского, Ханкайского, Колымского и Омолонского массивов. В смежных с юга районах Корейского полуострова (в пределах массива Кванмо) к инверсионной стадии развития протерозоид принадлежит ивонский комплекс гранодиорит-гранитного состава [Путинцев, 1964]; на территории Ляодунского, Шаньсийского и других антиклинориев этому комплексу, вероятно, синхронны граниты Экоу, прорывающие отложения серии Утай и содержащиеся в конгломератах базальных слоев серии Хуто.

Для перечисленных комплексов характерен ряд общих генетических особенностей: соскладчатая форма массивов, подчиненная структурам окружающих пород; неоднородное строение — большое количество реликтов (скиалитов) вмещающих пород, в различной степени переработанных и ориентированных обычно согласно с простиранием окружающих гнейсовых толщ; нечеткие контакты массивов — наличие вокруг них обширных зон гранитизированных и мигматизированных пород. Все эти особенности свидетельствуют об автохтонности этого типа гранитоидов и формировании их при активном участии процессов глубинной гранитизации и селективного плавления; однако в отличие от архея эти процессы в протерозое не имели столь широкого площадного развития и были локализованы в отдельных (преимущественно миогеосинклинальных) структурных зонах. Для состава раннепротерозойских автохтонных гранитоидов большинства комплексов характерно отчетливое преобладание Na_2O над K_2O.

В среднем протерозое на большей части рассматриваемой территории существовал платформенный или субплатформенный (переходный от складчатой области к платформе) режим. Магматические породы этого времени известны на Алданском щите, в пределах Становой складчатой области и Колымского массива. Формирование их происходило в обстановке контрастных блоковых движений и образования протяженных глубинных разломов.

В Становой области на территории Джугджуро-Становой и Олекминской зон магматические процессы этого времени начались с накопления основных вулканитов в глубоких прогибах типа авлакогенов (Чульманском, Джелтулакском и др.); в ряде прогибов происходило формирование кислых и субщелочных эффузивов (Маймаканская зона). После образования вулканогенных толщ произошло внедрение небольших пологозалегающих, часто расслоенных, дунит-габбровых интрузий, несущих медно-никелевое и хромитовое оруденение; в областях поднятий, разделяющих прогибы, возникли многочисленные мелкие секущие тела габбро, габбро-диабазов, диабазов, горнблендитов и кортландитов.

Позднее вдоль крупных структурных швов на сравнительно небольших глубинах образовались разнообразные гранитоидные комплексы пестрого состава и нередко повышенной щелочности (биотит-амфиболовые, биотитовые, двуслюдяные, лейкократовые и другие граниты, плагиограниты, граносиениты, гранодиориты и монцониты). По характеру геологоструктурного положения и особенностям состава одни из них близко напоминают карельские и украинские рапакиви, другие —

представляют крайние продукты процессов гранитизации, проявленных на относительно высоких уровнях в зонах тектонических нарушений.

На Колымском массиве среднепротерозойские магматические породы выделяются в Приколымском и Полоусненском окраинных поднятиях, где к ним принято относить небольшие согласные и секущие интрузивные тела основного состава и гранитоидные массивы. В пределах Алданского щита магматические проявления этого возраста (габбро, габбро-диабазы, гранофировые, субщелочные и щелочные граниты) имеют относительно нешироκое развитие и локализованы в зонах глубинных разломов юго-восточной части щита, в области сопряжения архейских и нижнепротерозойских складчатых сооружений; субщелочные и щелочные граниты представляют значительный металлогенический интерес и сопровождаются флюоритовой, тантало-ниобиевой и другой рудной минерализацией.

В позднем докембрии на территории древнего складчатого обрамления северо-западной части ТПП произошло заложение новых геосинклинальных систем. Наиболее крупная из них была расположена между Ангарской и Алданской платформами на севере и Хэбейским кристаллическим барьером (антиклинорием Внутренняя Монголия) на юге и протягивалась в субширотном направлении от Северо-Восточной Монголии до Западного Приохотья. В пределах этой обширной территории уже с самого начала ее развития наметились различные структурно-фациальные зоны [Салоп, 1958, 1960; Иϊиксон, Музылев, 1963]. Режим, близкий к эвгеосинклинальному, существовал в районах хребтов Тукурингра, Соктахан и Джагды; фрагменты прогибов миогеосинклинального типа сохранились в пределах Буреинского массива и Селенгино-Яблоновой области. Другая крупная подвижная область преимущественно с миогеосинклинальным стилем развития была размещена на территории Сино-Корейского массива, простираясь в северо-восточном направлении от Ордоса в сторону Ханкайского массива.

Развитие этих областей продолжалось до среднего кембрия (по другим данным, до позднего кембрия или ордовика) и завершилось в послесреднекембрийское время грандиозными складчатыми движениями (позднебайкальская фаза), приведшими к их замыканию и стабилизации.

К наиболее ранним проявлениям магматической деятельности в этих областях следует относить подводные излияния лав среднего и основного, реже кислого состава, сопряженных с начальными стадиями развития геосинклинальных прогибов. Эффузивная деятельность в большинстве районов была приурочена к зонам крупных разломов, ориентированных параллельно краевым поднятиям древних платформ, или внутренним антиклинориям.

Измененные основные вулканиты (зеленые ортосланцы) и эффузивные породы спилито-кератофирового ряда известны в районах хребтов Тукурингра и Джагды в составе зубаревской, златоустовской, сагурской и других свит и в Юго-Западном Приморье (спасская серия, путятинская свита). На территории Китайской платформы продукты подводной вулканической деятельности позднепротерозойского времени представлены зелеными ортосланцами и порфироидами дахэчженской свиты [Смирнов, 1963]. Интенсивная подводная вулканическая деятельность имела место в это время в краевых частях Яншаньской зоны и на южном и юго-западном флангах Северо-Китайской платформы, где в составе разреза верхнедокембрийских толщ широкое развитие имеют андезитовые лавы.

На Корейском полуострове верхнепротерозойские вулканические породы выделяются в районах северо-востока (серия Йончжин). Здесь они ассоциируют с отложениями геосинклинального типа и представле-

ны альбитофирами, диабазовыми порфиритами, порфироидами и зеленокаменными ортосланцами (Ли Дзе Ха, 1964).

Эффузивная деятельность в ряде районов сопровождалась внедрением небольших субвулканических интрузивных тел габбро, габбро-диабазов, диоритовых порфиритов и микродиоритов (Корейский полуостров, Яншаньская зона).

Тектонические движения, происшедшие в конце позднего протерозоя, привели к частичному замыканию геосинклинальных прогибов. Эти движения с наибольшей интенсивностью проявились в пределах Байкальской горной области [Салоп, 1960]. В восточных районах они распознаются с трудом из-за фрагментарности выходов соответствующих отложений и недостаточной их изученности. Однако следы их все же устанавливаются на Малом Хингане, в районах Юго-Западного Приморья и в пределах Сино-Корейского массива, где отложения нижнего кембрия ложатся с размывом или скрытым несогласием на породы верхнего докембрия.

Следующая крупная эпоха магматической деятельности связана с более поздними стадиями развития подвижных областей и падает на границу среднего и позднего кембрия (позднебайкальская фаза диастрофизма). Наиболее ранние магматические проявления этого времени, принадлежащие габбро-плагиогранитовой формации, широко развиты на территории Селенгино-Яблоновой складчатой области, где они представлены породами ингодинского, джидинского и унгинского комплексов.

Дислокации позднебайкальского времени завершились внедрением крупных гранитоидных масс щелочноземельного ряда в районах Селенгино-Яблоновой складчатой области, на Буреинском и Ханкайском массивах (на территории внешних миогеосинклинальных прогибов). В Хилокско-Олекминской и Аргунской зонах Восточного Забайкалья характерными представителями магматизма данного времени являются граниты малханского, олекминского и урулюнгуйского комплексов, слагающие батолитоподобные тела, нередко приуроченные к сводам антиклинальных поднятий. В пределах Буреинского массива нижнепалеозойские интрузии представлены биробиджанским комплексом калиевого гранодиорит-гранитного состава. Возрастным аналогом биробиджанских гранитов на Ханкайском массиве являются граниты вознесенского комплекса. С этапом позднебайкальского гранитообразования связаны месторождения олова, флюорита, бериллия, лития и других металлов.

Платформенный магматизм в позднем докембрии имел место на Алданском щите, Колымском массиве и на территории Становой складчатой области. Наиболее ранними проявлениями магматизма этого типа являются повсеместно развитые мелкие интрузии основного состава трапповой формации, образующие силлы, штоки и протяженные (до 500 *км*) рои даек; они известны в центральных районах Алданского щита, Олекминской, Становой и Маймаканской зонах Становой области и на Колымском массиве (Полоусненское поднятие). К более позднему времени относится образование ультраосновных — щелочных интрузий центрального типа с карбонатитами, локализованных вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы; пространственно с этим комплексом пород сопряжены трубки кимберлитов.

Эпоха позднебайкальского диастрофизма привела к существенному разрастанию площадей древних платформ за счет причленения к ним новых подвижных областей, закончивших свое развитие в раннепалеозойское время. В среднем палеозое платформенный режим продолжал сохраняться на большей части рассматриваемой территории. Магматические породы, отвечающие этому времени, широко развиты

на Алданском щите, где они представлены интрузиями габбро-диабазов, оливиновых диабазов и долеритов трапповой формации.

В иной обстановке протекал магматизм в пределах Колымского, Омолонского и Охотского массивов, на территории которых в среднем и позднем девоне происходило формирование наложенных вулканогенных и вулканогенно-терригенных прогибов. Он начался с континентальных излияний лав среднего и кислого состава — липаритов, дацитов и андезитов при подчиненной роли основных вулканитов, и завершился внедрением гранитоидных пород нормального и субщелочного ряда (кедонский, абкитский и другие комплексы).

Позднепалеозойские и мезозойские магматические породы в пределах древнего складчатого обрамления связаны в подавляющей массе с процессами тектоно-магматической активизации. Эти процессы на рассматриваемой территории наиболее интенсивно проявились в позднем палеозое — раннем мезозое (поздняя пермь, триас, ранняя юра), поздней юре — раннем мелу и менее значительно в позднемеловое — палеогеновое время.

Магматические образования позднепалеозойской — раннемезозойской стадии активизации широкое развитие получили на Буреинском и Ханкайском массивах, Селенгино-Яблоновой области, в западных районах Становой области (Верхнеприамурская зона), на Алданском щите и в различных частях Сино-Корейского массива. Формирование их связано со сводовыми движениями и развитием систем региональных разломов. Среди магматических проявлений этого времени могут быть выявлены два типа образований.

Один из них представлен магматическими комплексами, размещенными в областях позднебайкальской и более древней консолидации в раме позднепалеозойских — раннемезозойских геосинклиналей в виде протяженных плутонических или вулкано-плутонических зон, параллельных простиранию последних. В развитии магматизма этих зон намечается определенная направленность от внедрения интрузий диорит (реже габбро)-гранодиорит-гранитного щелочноземельного натрового ($n>50$) ряда либо излияний андезит-дацит-липаритовых лав до образования на более поздних стадиях интрузий кислых и субщелочных пород. Примером образований данного типа могут служить позднепалеозойские — раннемезозойские комплексы Буреинского массива (харинский, алтахтинский), Ханкайского массива (гродековский) и амананский комплекс Верхнеприамурской зоны Становой области; магматические комплексы, занимающие сходную структурную позицию и характеризующиеся близким составом, известны в северо-восточной части Сино-Корейского массива на территории Корейского полуострова (танчхонский, хесанский и другие комплексы). С гранитоидами этих комплексов связаны месторождения молибдена, вольфрама, полиметаллических руд, иногда бериллия, флюорита, редких земель и других полезных ископаемых.

В сходной тектонической обстановке развивался магматизм на Алданском щите, где в конце триаса или самом начале юры происходило образование небольших гипабиссальных интрузий (реже вулканитов) щелочноземельных умеренно-кислых порфировых пород сиенит-гранитного ряда (ороченский комплекс), сопровождаемых контактово-метасоматическими магнетитовыми рудами и гидротермальными золоторудными месторождениями; в Становой складчатой области предположительно верхнепалеозойские интрузивные породы близкого состава выделены в Олекминской зоне (сиениты, диорито-сиениты).

К другому типу принадлежат магматические породы Селенгино-Яблоновой области, связанные с развитием крупных пологих прогибов, сопряженных с зонами разломов [Щеглов, 1966]. Образование их началось в перми наземными излияниями лав контрастной базальт-ли-

паритовой формации (черноярovская и тамирская свиты), за которыми уже в триасе последовали эффузивы трахит-липаритового состава (*цаган-хунтейская свита*). *Вулканическая деятельность сопровождалась* формированием сложной серии интрузивных пород. Эффузивы прорваны габбро шарагольского комплкса, гранодиоритами кударинского, *гранитами бичурского, субщелочными и щелочными гранитами* и сиенитами куналейского комплекса и, наконец, лейкократовыми вольфрамо- и молибденоносными гранитами гуджирского комплекса.

Магматические породы позднепалеозойского — раннемезозойского возраста, возникшие в условиях геосинклинального режима, на территории древнего складчатого обрамления имеют по сравнению с породами *зон активизации значительно меньшее распространение*. На Колымском, Омолонском и Охотском массивах известны карбоновые и пермские эффузивы среднего и основного состава, излившиеся в обстановке *пригеосинклинальных прогибов*.

Процессы позднеюрской — раннемеловой стадии активизации проявились более интенсивно. Ими была охвачена почти вся территория древнего обрамления северо-западной части ТПП. В большинстве регионов эти процессы носили автономный характер (в понимании А. Д. Щеглова, 1966, 1967); магматические комплексы, получившие развитие в эту стадию, размещены в разнородных позднепалеозойских и более древних областях складчатости, нередко значительно (на 1000 *км* и более) удалены от активных мезозойских геосинклиналей и расположены под углом к ним. По составу среди этих комплексов, так же как и среди магматических пород предыдущей стадии активизации, намечаются две формационные группы.

К первой принадлежат позднеюрские — раннемеловые магматические породы Становой и Селенгино-Яблоновой складчатых областей, Буреинского, Колымского и Омолонского массивов. Они представлены щелочноземельными габбро(диорит)-гранодиорит-гранитными (натриевыми и калиевыми) интрузивными сериями либо их эффузивными эквивалентами. В Становой складчатой области (в Становой и Верхнеприамурской зонах и менее широко в Джугджурской зоне) магматизм этого времени начался с формирования мощных вулканических толщ среднего состава — андезитовых и дацитовых порфиритов и их туфов джолонской и немуйканской свит, за которыми последовало внедрение небольших тел габбро, габбро-троктолитов, габбро-диоритов и диоритов чаллярinского комплекса. Позднее имела место мощная магматическая деятельность, которая выразилась в формировании крупных батолитового размера (до 4000—5000 *км*^{2}) массивов гранодиорит-гранитного состава удского, удско-зейского и тындинско-бакаранского комплексов, вытянутых в виде громадной субширотной цепи от Олекминского Становика на западе до Охотско-Чаунского вулканогенного пояса на востоке. Магматическая деятельность завершилась образованием гипабиссальных и субвулканических малых и средних по размерам *интрузий сложного состава от диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров* до щелочных гранитов (сергачинский и другие комплексы).

Близкий состав и такую же последовательность имеют магматические проявления в ряде северо-восточных и центральных районов Селенгино-Яблоновой области (амуджиканский, нерчуганский и другие *комплексы*).

В окраинных частях Буреинского, Колымского и некоторых других массивов, вдоль окаймляющих их разломов, начиная с поздней юры и в течение раннего мела происходило формирование внутриматериковых вулканогенных зон (Красный, 1966): Умлекано-Огоджинской, Хингано-Баджальской, Туостах-Дебинской, Полоусненской и других, в пределах которых имела место интенсивная вулканическая дея-

тельность, приведшая к образованию мощных континентальных толщ андезит-дацит-липаритового состава. В тесной пространственной и, вероятно, парагенетической связи с ними находятся интрузии близповерхностных и субвулканических гранитоидных интрузий.

В конце раннего и начале позднего мела магматические процессы аналогичного содержания получили развитие в Джугджурской зоне Становой области.

С магматическими сериями данного типа связаны месторождения олова, молибдена, вольфрама, висмута, полиметаллических руд, золота и других металлов.

В ином плане происходило развитие позднеюрского — раннемелового магматизма в западных районах Селенгино-Яблоновой области и на Аргунском массиве. Преобладающее распространение здесь получили основные вулканиты базальтового и трахибазальтового состава и субвулканические основные щелочные и субщелочные интрузии. Образование их было сопряжено с формированием наложенных узких *вытянутых впадин (депрессий), обрамленных региональными зонами* разломов [Щеглов, 1966]. Наиболее ранние (средне- и позднеюрские) магматические проявления представлены трахиандезито-базальтами, андезито-базальтами и базальтами; подчиненная роль в составе эффузивных толщ принадлежит дацитам, трахитам, трахитовым и липаритовым порфирам (ичетуйская и хилокская свиты; куйтунский комплекс); более поздними являются андезито-базальты и трахибазальты *цежейской свиты Западного Забайкалья и абагайтуевского комплекса* Аргунского массива, венчающие эффузивную серию пород.

С вулканогенными толщами пространственно и, очевидно, парагенетически сопряжены небольшие гипабиссальные и субвулканические интрузии основного щелочного состава — лимбургиты, абсарокиты, авгититы, тешениты, кринаниты и т. п. Интрузивные и вулканогенные комплексы сопровождаются месторождениями флюорита, свинца, цинка, серебра, мышьяка, сурьмы, ртути и других металлов.

На территории Алданского щита позднеюрской — раннемеловой стадии активизации отвечают интрузии золотоносного кет-капского комплекса диоритов, гранодиоритов и сиенитов, размещенные среди жесткого консолидировавшегося основания и осадочного (позднедокембрийского, кембрийского и юрского) чехла платформы. Они тяготеют к центральным и юго-восточным районам Алданского нагорья, контролируются разломами восток-северо-восточного (субширотного) простирания. В северо-западных районах щита возрастным аналогом кет-капского комплекса являются интрузии щелочных габброидов, сиенитов и щелочных гранитов алданского комплекса, несущих богатую редкометальную и редкоземельную минерализацию.

В позднем мелу и палеогене наземные вулканогенные образования и интрузивные комплексы, аналогичные трахибазальтовым формациям Прибайкалья и Западного Забайкалья, получили развитие на Омолонском массиве (эссексит-тешенитовый омолонский комплекс), в хр. Полоусном и на Алазейском плато в пределах Колымского массива (*эффузивные толщи и субвулканические интрузии калиевых* андезитов, базальтов, трахибазальтов, анальцимовых базальтов) и в других регионах.

Таким образом, как видно из изложенного, развитие магматизма на территории древнего обрамления северо-западной части ТПП укладывается в две крупные эпохи.

Первая из них отвечает геосинклинально-орогенной стадии формирования *фундамента рассматриваемой территории. Главная особен*ность магматических процессов этой эпохи обусловлена спецификой развития допалеозойских геосинклинальных систем (архейских, раннесреднепротерозойских, позднебайкальских), отраженной в тенденции

наращивания мощности гранито-гнейсового слоя коры и разрастания площадей континентальных блоков. Общая направленность эволюции этих процессов подчиняется в общих чертах тем же закономерностям, которые свойственны более молодым подвижным зонам.

Вторая эпоха связана с явлениями тектоно-магматической активизации, представляющими качественно новый процесс [Белоусов, 1964; Масайтис, Старицкий, 1964; Щеглов, 1966, 1967 и др.], наиболее выпукло проявившийся на востоке Азии в позднепалеозойское и мезозойское время. В эволюции магматизма этой эпохи отчетливо намечаются две контрастные линии развития: одна из них как бы продолжает направленность доактивизационной стадии наращивания гранитного слоя коры, приводя к формированию наложенных плутонических или вулкано-плутонических ассоциаций пород щелочноземельного габбро (диорит)-гранодиорит-гранитного ряда; другая — вызвана, по-видимому, процессами разрушения (редукции) [Ициксон, Тихомиров, Шаталов, 1967] гранито-гнейсовой оболочки разрастанием мощности базальтового слоя и отражена в вулканических и интрузивных проявлениях базальтового и трахибазальтового состава.

ГЛАВА II

МАГМАТИЗМ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ ТПП

ЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА*

Яно-Колымская складчатая система составляет западную часть Верхояно-Чукотской складчатой области, формирование которой относится к тихоокеанскому тектоно-магматическому циклу (поздний палеозой — поздний мел); она располагается между Сибирской платформой и Колымо-Омолонским срединным массивом (рис. II-1). Проявления магматизма в пределах складчатой системы относятся к геосинклинальной (поздний палеозой — средняя юра), инверсионной (поздняя юра — ранний мел) и консолидационный (конец раннего мела — поздний мел) стадиям развития складчатой области, а также к периоду проявления постконсолидационной активизации (кайнозой).

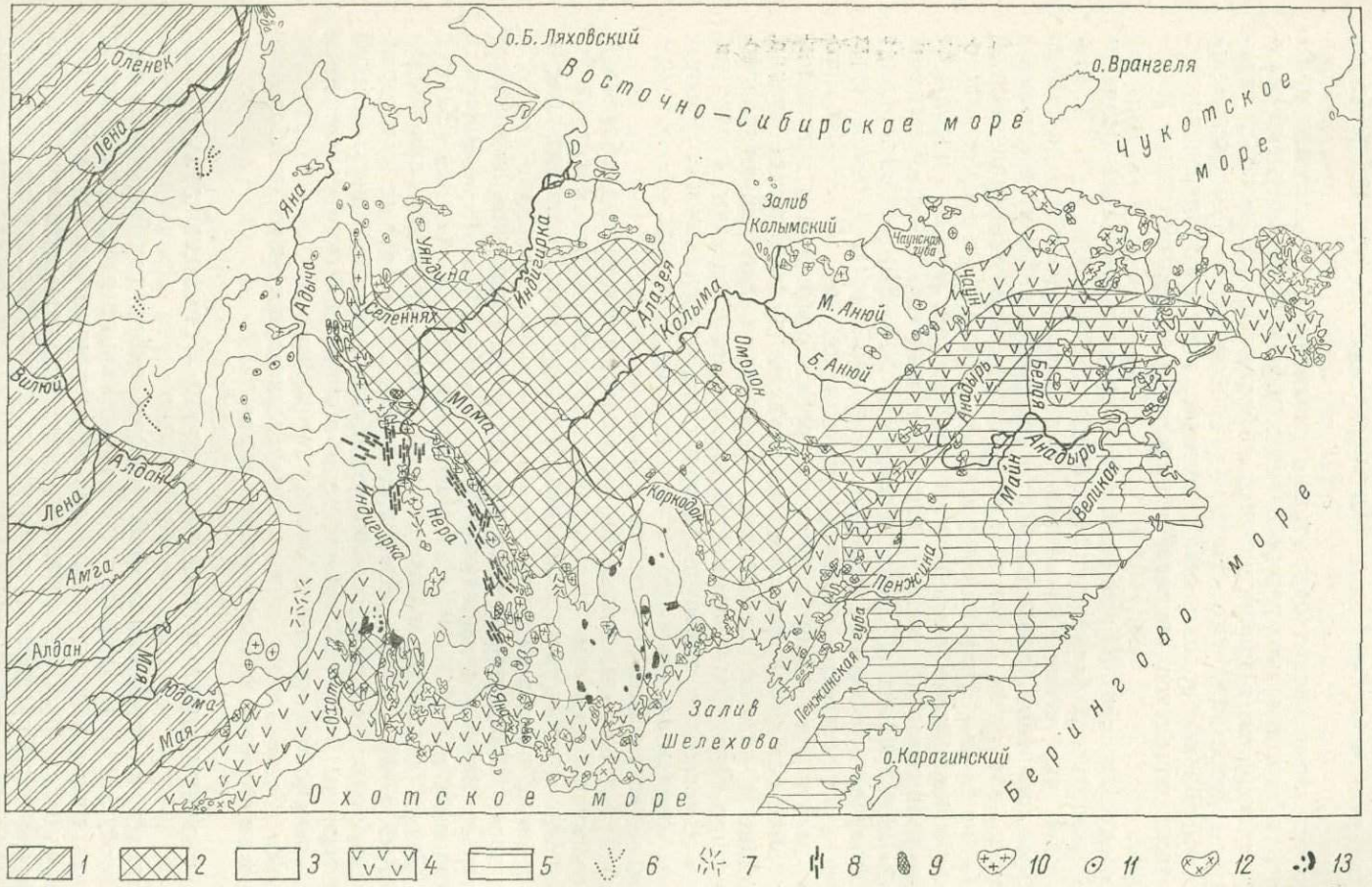
ДОПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Проявления допозднепалеозойского магматизма в пределах Колымо-Омолонского и Охотского массивов описаны в специальном разделе; ниже приводится характеристика проявлений магматизма в пределах позднепротерозойско-среднепалеозойской структуры хр. Сетте-Дабан, которые относятся к позднему протерозою и среднему палеозою (К. К. Левашов, 1962, 1964; А. В. Вихерт, 1959).

В позднем протерозое наиболее ранние проявления магматизма представлены мощными пластовыми телами и мелкими штоками габбро-диабазов, диабазов и кварцевых диабазов, которые местами метаморфизуются и метасоматически перерабатываются под воздействием интрузий горноозерского комплекса ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (К. К. Левашов, 1962, 1964).

Проявления последнего известны преимущественно в южной части Сетте-Дабана в виде массивов, вытянутых в направлении субмеридиональной (с отклонением к северо-востоку) полосы их распространения. Вмещающими породами являются карбонатные отложения верхнего протерозоя. Для интрузии Энгели установлено, что она размыта до времени отложения перекрывающих ее осадочных пород низов кембрия, но в других районах (р. Сахара) установлены интрузивные кон-

* Единой терминологии для обозначения крупных складчатых структур Северо-Востока СССР нет. В III томе «Геологического строения СССР», 1956; в книге «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса», 1966, и в ряде других работ выделяются «Верхояно-Колымская» и «Чукотская» складчатые области как весьма значительные сооружения, продолжающиеся в акватории Северного Ледовитого океана и располагающиеся, вероятно, между Сибирской и Гиперборейской платформами. Однако имеется и другое представление, обосновывающее расположение Яно-Колымской и Чукотской складчатых структур вокруг Колымо-Омолонского массива, и отсюда они называются «системами» единой Верхояно-Колымской складчатой области. — *Л. Красный.*



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13

Рис. II-1. Схема распределения главных мезозойских магматических комплексов.

Основные геоструктурные элементы: *1* — Сибирская платформа, *2* — срединные и остаточные массивы, *3* — Верхояно-Чукотская складчатая область, *4* — Охотско-Чукотский вулканический пояс (районы развития охотской и эвенкийской вулканических серий); *5* — Камчатско-Корякская складчатая область; *районы развития основных магматических комплексов:* *6* — раннетриасового диабазового, *7* — уяндинско-ясачненского, *8* — иньяли-дебинского, *9* — морджетского, *10* — колымского, *11* — янского, *12* — охотского, *13* — омсукчанского.

такты пород этого комплекса с отложениями ордовика. Определения абсолютного возраста по гатчеттолиту и другим минералам из карбонатитов урано-ториево-свинцовым методом показали 600—650 млн. лет (А. И. Тугаринов), а калий-аргоновым методом по слюдам из нефелиновых сиенитов и карбонатитов — 280—350 млн. лет (К. К. Левашов, 1964).

В состав комплекса входят сильно измененные пироксениты и гипербазиты *йолито-мельтейгитового типа*, *нефелиновые сиениты*, силикатные метасоматиты пироксенового, нефелин-пироксенового и кальцит-магнетит-форстеритового состава и карбонатиты. Последовательность формирования пород в общем отвечает порядку их перечисления. С породами комплекса связана редкометально-редкоземельная минерализация.

В среднем палеозое, точнее в конце среднего — начале позднего девона, происходило формирование сетте-дабанского (К. К. Левашов, 1964) диабазового комплекса, состоящего, с одной стороны, из эффузивных покровов базальтовых и диабазовых порфиритов, спилитов и их туфов, входящих в состав джалканской осадочно-вулканогенной свиты (живетский — франский ярусы), а с другой — из даек и пластовых интрузий диабазов и диабазовых порфиритов, секущих породы от позднего протерозоя до среднего девона включительно. В джалканской вулканогенно-карбонатной свите (мощность 800—850 *м*) выделяются четыре покрова мощностью от 10 до 70 *м* диабазовых и базальтовых порфиритов, существенно состоящих из плагиоклаза (№ 33—35, иногда 54), *авгита и небольших количеств роговой обманки и титаномагнетита*; диабазовым порфиритам сопутствуют вулканические стекла, содержащие в разных отношениях единичные вкрапленники плагиоклаза и пироксена. Диабазовые порфириты и вулканические стекла интенсивно изменены и замещены вторичными минералами: эпидотом, *цоизитом*, *серицитом*, *кальцитом*, *актинолитом*, *хлоритом*, *альбитом*, кварцем, лейкоксеном и цеолитами.

Дайки и пластовые интрузии сложены зернистыми диабазами и диабазовыми порфиритами, состоящими из плагиоклаза и авгита, к которым иногда присоединяется роговая обманка; в интерстициях присутствуют кварц и микропегматит.

От пород аналогичного типа породы этого комплекса отличаются относительно низким содержанием SiO_2 (43,54—49,73%), повышенным содержанием MgO (6,31—9,84%), преобладанием Na_2O над K_2O и иногда резко повышенным содержанием Na_2O (до 4,25% при содержании K_2O 0,56%). С породами этого комплекса связаны рудопроявления самородной меди и сульфидной (халькопирит, борнит) медной минерализации. Во всех случаях медная минерализация сопровождается интенсивной эпидотизацией пород комплекса.

Кроме Сетте-Дабана проявления позднедевонского диабазового магматизма известны в Хараулахских горах.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СТАДИЯ (ПЕРМЬ — СРЕДНЯЯ ЮРА)

Магматизм геосинклинальной стадии развития Яно-Колымской складчатой системы, охватывающей пермь, триас и первую половину юры, локализуется преимущественно в окраинных частях геосинклинальной системы или же в районах ранних поднятий и характеризуется внедрением магм среднего и основного состава. Проявления вулканизма отмечаются в перми, раннем триасе и в позднетриасовое — раннеюрское время.

Пермский вулканизм проявился преимущественно на ограничивающих геосинклинальную систему жестких участках земной коры — Колымском срединном массиве и Охотском остаточном массиве. В при-

мыкающих к массивам частях геосинклинальной системы обычно отмечается только значительная примесь пирокластического материала в терригенных толщах. Широкое развитие туфогенных пород основного и среднего состава в пермских отложениях наблюдается на западном склоне Охотского массива (А. Н. Зегзенидзе), а также на его северном продолжении, в бассейнах рек Сунтар, Агаякан, Куйдусун (С. И. Гавриков, 1958). В зоне сочленения геосинклинальной системы с Колымским массивом, в хр. Тасхаяхтах, в пермских отложениях широко развиты туффиты, а изредка отмечаются дотриасовые дайки и силлы диабазов мощностью до 50 *м* (И. Я. Некрасов, 1962). Общая мощность туфогенных пород в этих районах не превышает 600—800 *м*.

В начале поздней перми интенсивная эксплозионная деятельность развивается в районах ранних антиклинальных поднятий — Аян-Уряхского и Балыгычанского, где выделяется терригенная толща мощностью более 1000 *м*, в составе которой значительную роль играют туфогенные сланцы и песчаники. В пирокластическом материале преобладают андезитовые порфириты, реже наблюдаются фельзиты, витрофиры, кварц-альбитовые порфиры.

Раннетриасовый диабазовый комплекс также локализуется преимущественно в районах ранних антиклинальных поднятий, в частности в районе Западно-Верхоянского антиклинория. Наиболее детально комплекс изучен А. В. Вихертом (1959, 1961). По его данным, на западном склоне Верхоянского хребта на протяжении 1500 *км*, от р. Собопол на севере до р. Бараи на юге, прослеживается полоса развития диабазовых покровов и силлов триасового возраста, формирование которых контролировалось, по-видимому, зоной разломов, отделявшей раннетриасовое поднятие от расположенного западнее прогиба. Возраст комплекса устанавливается по взаимоотношению покровов с фаунистически охарактеризованными осадками нижнего триаса. Диабазовые покровы и силлы образуют в терригенных породах триаса от одной до трех залежей мощностью 5—90 *м* каждая. В средних частях залежей наблюдаются более раскристаллизованные разности с пойкилоофитовой и гиалоофитовой структурой, сложенные плагиоклазом (андезин, лабрадор) и пироксеном (пижонит, авгит). В породах подошвы и кровли покровов пироксен исчезает, увеличивается количество стекла и рудного минерала, структура переходит в интерсертальную с участками сидеронитовой, интенсивно проявлена хлоритизация и кальцитизация; в кровле покровов широко развиты миндалекаменные разновидности диабазов. Триасовые диабазы Верхоянья относятся к габбро-диабазовой формации ранней стадии развития складчатых областей. Состав их характеризуется резким преобладанием натрия над калием и существенным преобладанием железа над магнием; от среднего типа диабазов по Р. Дэли породы отличаются пониженной щелочностью и пониженным содержанием кремнезема.

Позднетриасовый и раннеюрский вулканизм наиболее интенсивно проявился в районе современного северного побережья Охотского моря, где его развитие, по-видимому, контролировалось структурным швом, отделявшим геосинклинальную систему от северных склонов Центрально-Охотского массива (И. М. Сперанская, 1965). В этом районе на карнийских песчано-сланцевых отложениях несогласно залегает осадочно-вулканогенная толща общей мощностью около 6,5 *км*, в составе которой резко преобладают андезитовые, андезито-базальтовые и базальтовые порфириты, их туфолавы, литокристаллокластические и пепловые туфы, переслаивающиеся с морскими осадками верхнего триаса (норийский и рэтский ярусы), нижней, средней и верхней юры (И. Р. Якушев, 1959). Состав лав несколько меняется в конце среднеюрского времени, когда формируются покровы и скопления туфов, дацитов, липарито-дацитов, андезито-дацитов, перслаи-

вающиеся с лагунно-континентальными отложениями; в начале поздней юры эффузивы умеренно-кислого состава снова сменяются толщей миндалекаменных базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Эффузивы представляют собой порфировые породы с фенокристами плагиоклаза (андезин, лабрадор), пироксена, роговой обманки и гиалопилитовой, пилотакситовой, интерсертальной, основной массе, широко развиты процессы альбитизации, а также хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации, серицитизации. Мощность отдельных покровов составляет обычно десятки метров. И. М. Сперанская (1965) отмечает повышенное содержание железа в породах и преобладание натрия над калием.

К северу от описываемого района интенсивность вулканической деятельности убывает и проявляется она преимущественно в эксплозионной, реже эффузивной форме. В районе Балыгычанского поднятия на карнийских породах с перерывом залегает толща норийских туффитов и туфов среднего состава мощностью до 1200—1500 *м*. В норийских отложениях Аях-Уряхского антиклинория отмечаются мощные (до сотен метров) пласты туфов, а также межпластовые залежи и покровы габбро-диабазов (порфиритов) в бассейнах рек Ардахастах (Г. А. Курганов) и Туора-Юрях (К. К. Левашов). На северном продолжении Охотского массива, в бассейнах рек Кобюме и Кюенте, толща литокластических туфов, андезитовых порфиритов и миндалекаменных диабазов мощностью до 600 *м* относится к нижней части разреза лейаса (С. И. Гавриков, 1958).

ИНВЕРСИОННАЯ СТАДИЯ (ПОЗДНЯЯ ЮРА — РАННИЙ МЕЛ)

Магматизм инверсионной стадии характеризуется развитием пяти комплексов магматических пород, близких по составу и времени формирования, но отличающихся по геотектонической позиции, морфологии тел, структурно-текстурным особенностям пород и их металлогенической специализации: 1) уяндинско-ясачненский комплекс вулканических и субвулканических образований формации андезитовых порфиритов, дацитовых и липаритовых порфиров; 2) иньяли-дебинский комплекс малых интрузий, преимущественно даек, диорит-порфиритовой — гранодиорит-порфировой формации; 3) морджотский комплекс интрузивных массивов умеренных глубин гранодиоритовой формации; 4) колымский комплекс интрузивных массивов умеренных глубин гранитовой формации; 5) янский комплекс гипабиссальных интрузий нерасчлененных гранодиоритовой и гранитовой формаций, локально проявляющийся в виде интрузий «секущих рядов».

Уяндинско-ясачненский комплекс вулканических и субвулканических образований широко развит в краевых частях геосинклинальной системы, в частности в районе ее сочленения с Колымским срединным массивом (Уяндинско-Ясачненский вулканический пояс, по В. Т. Матвеенко, 1960), а также у северо-восточного и западного погружений Охотского остаточного массива. Комплекс изучали Ф. Р. Апельцин, М. А. Аргунов, М. Л. Гельман, Н. В. Ичетовкин, И. Я. Некрасов, К. Н. Рудич и другие.

В зоне сочленения с Колымским массивом вулканогенные образования залегают преимущественно в пределах грабеноподобных впадин длиной от 100—150 до 250—300 *км*, при ширине 10—20 *км*, реже до 40 *км*, имеющих обычно северо-западное простирание (Догдинская, Дарпирская, Лыглыхтахская, Элекчанская). Грабеноподобные впадины рассекают блоковые поднятия палеозойских пород, окаймляющие Колымский массив, и продолжаются в районы развития мезозойских структур; в первом случае позднеюрские вулканогенные образования залегают на палеозойских породах (М. С. Аргунов), во втором — на различных горизонтах мезозойских отложений, вплоть до среднеюрских.

Начало вулканической деятельности инверсионной стадии на окраине геосинклинальной системы относится, по-видимому, к первой половине позднеюрской эпохи (келловей — оксфорд) и характеризуется накоплением пирокластов и излиянием лав преимущественно среднего андезитового состава; продукты этого этапа вулканизма, переслаивающиеся с морскими осадками, отмечаются в районе Лыглыхтахской (веринская свита мощностью 450 *м*) и в Догдинской (мукдуканская свита мощностью 200—230 *м*) впадинах. В Дарпирской впадине продукты первого этапа вулканизма представлены скоплениями пирокластического материала. В западной части хр. Полоусный (северное окаймление Колымского массива) на некоторых участках излияния лав основного и среднего состава сопровождаются внедрением небольших штоков и силлов габбро-диабазов, диоритов, диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров (И. Я. Некрасов, 1962).

Во второй половине позднеюрской эпохи (конец оксфорда, кимеридж, начало волжского века) во впадинах формируется вулканогенная толща мощностью до 1—1,5 *км* и более преимущественно кислого состава. Толща слагается липаритовыми и дацитовыми порфирами, фельзитами, их туфами и туфолавами, которые переслаиваются с лагунно-континентальными или реже морскими осадками. В некоторых участках отмечаются более основные разности пород, приуроченные обычно к средней части толщи; М. Л. Гельман [1959] для этих участков предлагает следующую схему последовательности излияний: лейкократовые риолиты-андезиты и андезито-базальты — биотитовые невадиты. Последней разновидностью часто слагаются субвулканические интрузии, весьма многочисленные в вулканогенных впадинах.

Среди субвулканических интрузий отмечаются как линейно вытянутые (трещинные), так и грубоизометричные тела различных размеров. К наиболее крупным субвулканам ареального типа относится, по-видимому, Буордахский массив кварцевых порфиров площадью около 1500 *км*^{2}, расположенный в Дарпирской впадине, при пересечении ее Дарпирской (или Чималгино-Чибагалахской) зоной разломов. В хр. Полоусный также выделяются остатки аппаратов центрального типа (Куобахский, Тирехтяхский и др.), связанных, по-видимому, с этим этапом вулканизма и локализованных в пределах линейных зон (И. Я. Некрасов, 1962); в их центральных частях развиты гранит-порфиры, а в краевых — кварцевые порфиры, нередко подвергшиеся гидротермальным изменениям, с привносом Be, B, Li, F, As, Mo, Pb.

В южной части складчатой системы, у сочленения ее с Охотским остаточным массивом в районе Верхнеиндигирского синклинория (бассейны рек Аччыгый — Тарын и Барыллыэлах), толща липаритовых порфиров, их туфов и туфопесчаников мощностью 780 *м* охарактеризована бат-келловейской фауной (К. Н. Рудич, 1959). В восточной части Южно-Верхоянского синклинория (вершина р. Аллах-Юнь) описана вулканогенная толща мощностью 450 *м*, нижние горизонты которой представлены литокристаллокластическими туфами и бомбовыми туфолавами андезитовых порфиритов, содержащими силлы гиперстеновых андезито-базальтовых порфиритов; верхние горизонты толщи сложены дацитовыми и липаритовыми порфирами, их туфами, с отдельными пластами андезитовых порфиритов (Н. В. Ичетовкин, 1962).

В обоих районах вулканогенные толщи прорваны ареальными субвулканическими телами, сложенными биотит-гиперстеновыми дацитами (Тарынский субвулкан площадью около 1800 *км*^{2} и Верхнеаллахский площадью 711 *км*^{2}). Абсолютный возраст дацитов Тарынского субвулкана, определенный калий-аргоновым методом, составляет 135 млн. лет (Л. В. Фирсов, 1960) *; субвулканическое тело имеет фор-

* По определениям Н. И. Полевой, 90 млн. лет (устное сообщение).

му лополита с круто падающими к центру контактами. Слагающие его биотит-гиперстеновые дацитовые порфиры обладают микрофельзитовой, микропойкилитовой или микрогранитной основной массой (55—60%), содержащей вкрапленники андезина № 40—45 (31,6%), анортоклаза (2,05%), кварца (0,4%), биотита (1,8%), гиперстена (4,1%), магнетита (1%) (среднее из 25 подсчетов). В Верхнеаллахском субвулкане помимо аналогичных дацитовых порфиров выделяются более раскристаллизованные кварцевые гранодиорит-порфиры, содержащие также моноклинный пироксен и роговую обманку. Оба субвулкана прорваны дайкоподобными телами гранит-порфиров колымского комплекса.

Ф. Р. Апельцин [1959] и М. Л. Гельман [1959] указывают на хорошую корреляцию последовательности внедрения и особенностей состава пород описанного комплекса и комплекса малых интрузий, на основании чего склоняются к мнению об их одновозрастности. Интрузии колымского гранитового комплекса метаморфизуют породы Тарынского субвулкана.

Иньяли-дебинский комплекс малых интрузий широко распространен во внутренней части Яно-Колымской складчатой системы, в Иньяли-Дебинском, Верхнеиндигирском, Южно-Верхоянском синклинориях и в Аян-Юряхском антиклинории. Малые интрузии, обычно дайки, образуют громадный пояс (протяженностью свыше 1000 *км*), прослеженный от р. Буюнды на юго-востоке до р. Адычи на северо-западе. Породы комплекса впервые описаны Ю. А. Билибиным (1937), А. П. Васьковским (1938).

П. И. Скорняков [1949], В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов [1958] наметили в пределах пояса четыре зоны преимущественного развития даек, ориентированные согласно с основным северо-западным простиранием складчатых структур: Главная (Иньяли-Дебинская), Центральная (Чай-Урьинская), Юго-Западная (Тенькинская) и Яно-Адычанская (Эльгино-Адычанская).

Иньяли-Дебинская зона, прослеженная на 800 *км* при ширине в несколько десятков километров, расположена вблизи юго-западной окраины Колымского массива, в пределах Иньяли-Дебинского синклинория. Чай-Урьинская зона, приуроченная к северо-восточному крылу Аян-Уряхского антиклинория, прослежена на протяжении 500 *км* при ширине 30—40 *км*. Тенькинская зона приурочена к юго-западному крылу Аян-Юряхского антиклинория и прослежена на протяжении 450 *км*, ширина ее значительно меньше двух ранее перечисленных зон. Эльгино-Адычанская зона проходит по северо-восточной границе Эльгинского района слабых дислокаций; протяженность ее около 500 *км*. Кроме того, В. Т. Матвеенко, Е. Т. Шаталовым [1958], С. И. Гавриковым [1958] и другими исследователями описаны секущие складчатые структуры серии даек субмеридионального простирания в бассейне р. Индигирки.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется тем, что слагающие его интрузии прорывают отложения бат-байоса. Абсолютный возраст этих пород в северо-западной части Главного золотоносного пояса определен в лаборатории Якутского филиала АН СССР [Ненашев, 1963] в 165—150 млн. лет (позднеюрский). Для этих же пород юго-восточной части зоны в лаборатории ВНИИ-1 (Л. В. Флеров, 1962) возраст определен в 135—130 млн. лет.

Ю. А. Билибин [1948] рассматривал этот комплекс как самостоятельную диоритовую формацию малых интрузий, формирование которой предшествовало внедрению гранитоидных батолитов, что позднее подтверждалось рядом фактов. Так, П. И. Скорняковым [1949] описаны явления контактового метаморфизма пород даек, непосредственно граничащих с интрузиями (месторождения Восточное, Игуменовское), а по данным В. А. Серебрякова (1964), внутри некоторых крупных грани-

тоидных тел наблюдаются реликты даек и штоков описываемого комплекса, породы которых в той или иной степени перекристаллизованы, фельдшпатизированы и окварцованы. Мнение о «добатолитовом» возрасте пород комплекса разделяют В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1964) и другие исследователи. С другой стороны, Ф. Р. Апельцин (1956), К. Н. Рудич и некоторые другие геологи высказали мнение о том, что малые интрузии принадлежат к ряду разновозрастных формаций, пространственно совмещенных в одной тектонической зоне.

Образование пород иньяли-дебинского комплекса совпадало во времени со складчатыми движениями, о чем свидетельствуют интенсивная дислоцированность наиболее ранних основных по составу даек и слабая дислоцированность более поздних представителей.

Преобладающей формой залегания магматических образований комплекса являются трещинные интрузии различной мощности и протяженности, слагающие свиты даек, которые располагаются преимущественно параллельно направлению складчатых структур, реже — под углом к ним (например, прииндигирские свиты даек), и прослеживаются на десятки километров. Протяженность отдельных даек измеряется несколькими километрами при мощности от нескольких десятков до сотен метров. Обычно дайки крутопадающие и секут осадочные породы по падению. Менее распространены небольшие штоки, площадь которых варьирует от 0,1—0,3 до 5 и реже 15 *км*^{2}. В резко подчиненном количестве встречаются силлы. Иногда малые интрузии в виде дуговых и кольцевых свит даек примыкают к интрузивным массивам морджотского гранодиоритового комплекса.

Состав пород этого комплекса весьма разнообразен, причем взаимоотношения различных по составу даек устанавливается по многочисленным пересечениям. Формирование пород происходило в две главные фазы: интрузии первой фазы имеют габбро-диорит-порфиритовый, диорит-порфиритовый и спессартитовый состав; состав образований второй фазы отвечает гранодиорит-порфирам и в меньшей степени гранит-порфирам. Характерной особенностью комплекса является развитие в его породах постмагматических изменений, в частности альбитизации и окварцевания, в результате чего в ряде случаев первичный диоритовый состав пород сильно изменяется и они химически соответствуют гранодиоритам и гранитам.

Преимущественное развитие среди основных разновидностей пород имеют диоритовые порфириты, обладающие обычно резко выраженной порфировой структурой с микрогранитовой или панидиоморфнозернистой основной массой. Наряду с порфировой структурой встречаются призматическизернистая и лампрофировая, характеризующаяся резко выраженным идиоморфизмом темноцветных компонентов. Темноцветные минералы, представленные главным образом крупными идиоморфными кристаллами роговой обманки, составляют 20—30% породы. Значительно реже встречаются моноклинный пироксен, гиперстен и биотит. При содержании темноцветных минералов более 30% диоритовые порфириты переходят в спессартиты, в которых особенно резко проявлен идиоморфизм роговой обманки.

Главной составной частью диоритовых порфиритов являются призматические, зональные кристаллы лабрадор-андезина, нередко окаймленные узкой полосой альбита. В интерстициях в небольшом количестве встречается кварц и калиевый полевой шпат (часто в значительной степени альбитизирован).

Кислые разности представлены гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами, для которых характерны порфировая и эвпорфировая структуры, с аллотриоморфнозернистой и микрогранитной основной массой. В составе пород преобладает олигоклаз-андезин, в переменных количествах содержится калиевый полевой шпат, кварц и биотит. Ак-

цессорные минералы представлены цирконом, апатитом, монацитом. В основных и кислых породах комплекса помимо новообразований кварца и альбита широкое развитие получили кальцит, эпидот, серицит, хлорит и сульфиды. Петрохимически породы добатолитового интрузивного комплекса существенно не отличаются от пород диорит-гранодиоритового состава средних типов по Р. Дэли.

В связи с небольшими размерами тел контактовый метаморфизм вмещающих пород почти не развит. В породах комплекса широко проявлен автометасоматоз и околожильный метасоматоз. Первый выражен в развитии новообразований кварца и альбита, в результате которого возникли такие своеобразные породы, как кварц-альбитовые и кварц-альбит-ортоклазовые порфиры. Более поздний постмагматический метасоматоз проявлен в окварцевании, хлоритизации, серицитизации и сульфидизации пород (включения мелких кристаллов арсенопирита и пирита). Основные разности эпидотизированы и кальцитизированы. С иньяли-дебинским комплексом малых интрузий связаны, по мнению одних исследователей (К. Я. Спрингис, Л. В. Фирсов, И. П. Васецкий и др.), структурно, по мнению других (Ю. А. Билибин, В. Т. Матвеенко, П. И. Скорняков, Е. Т. Шаталов и др.), парагенетически или генетически мезотермальные месторождения золота.

Морджотский гранодиоритовый и колымский гранитовый комплексы крупных интрузивных массивов широко распространены во внутренней части Яно-Колымской складчатой системы, вблизи от области ее сочленения с Колымским срединным массивом. Оба комплекса рассматриваются совместно, поскольку области их распространения пространственно совпадают.

Интрузивные тела образуют три крупных пояса.

1. Главный пояс протяженностью 1100—1200 *км* приурочен к северо-западной и юго-восточной окраинам Колымского срединного массива; в юго-восточной части он разветвляется на ряды интрузий, диагонально секущих главные складчатые структуры.

2. Северный пояс тянется вдоль осевой части Центрального Полоусненского антиклинория (хр. Полоусный) на 250 *км*.

3. Таскыстабытский пояс расположен по восточной окраине Эльгинского района слабых дислокаций и Охотского остаточного массива.

Впервые породы этих комплексов начали изучать в 30-х годах. Сводные описания их даны В. Т. Шаталовым (1936), Е. К. Устиевым (1950), Н. Я. Некрасовым [1960], В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталовым [1958]. Специальными исследованиями гранитоидных комплексов занимались О. С. Грачева [1960], С. Г. Котляр (1961), А. Ф. Михайлов, В. А. Серебряков (1959), Д. С. Харкевич (1950), Л. В. Фирсов [1962] и многие другие.

Возраст интрузий гранитоидных комплексов связывают со временем завершения главной фазы складчатости; их считают сформированными в конце юры — начале мела (Д. С. Харкевич, 1950; 1955; В. Т. Матвеенко, Е. Т. Шаталов [1958]). Нижняя возрастная граница интрузий определяется тем, что она контактово воздействует на фаунистически охарактеризованные отложения верхнеюрского (Чибагалахская интрузия) и нижнемелового (Дарпирский массив, А. К. Кондратенко, 1945) возраста. Образования морджотского гранодиоритового комплекса в большей своей части одновременны и комагматичны с породами иньяли-дебинского комплекса. Типичные представители колымского гранитового комплекса (массивы Чьорго, Оханджинский и др.) секут и метаморфизуют малые интрузии иньяли-дебинского комплекса. Приведенные факты указывают, что нижняя возрастная граница массивов обоих гранитоидных комплексов не ниже конца поздней юры, при этом колымский гранитовый комплекс моложе морджотского. Верхняя возрастная граница комплексов не установлена.

Абсолютный возраст гранитоидов определялся в лаборатории ВСЕГЕИ (Н. И. Полевая), во ВНИИ-1 (Л. В. Фирсов, 1960), лаборатории Якутского филиала СО АН СССР (Н. И. Ненашев, 1963) и в лаборатории ИГЕМ АН СССР (Н. Б. Иванов, 1964) по слюдам и полевым шпатам калий-аргоновым методом. Определения дают большой разброс цифр — от триаса по позднего мела — и часто находятся в противоречии с геологическими данными. Для большинства крупных интрузивных массивов колымского комплекса определения дают 120—140 млн. лет, что отвечает концу поздней юры — началу раннего мела.

Размеры интрузий обычно колеблются от 100 до 1000 *км*^{2}, наиболее крупные тела (Хадараньинская, Чибагалахская и др.) достигают 1400 и даже 7000 *км*^{2}. Наиболее типичные крупные батолитоподобные тела тяготеют к краевому шву Колымского срединного массива к границам разновозрастных структурных элементов, где наиболее ярко проявились глубинные разломы. Влияние разломов отразилось на форме интрузий, в большинстве своем они имеют линейно вытянутую форму. Сопровождающие батолиты сателлиты характеризуются более изометричной формой и приурочены к оперяющим разломам, отходящим от основных разломов под острым углом. Менее типичны штоки и лакколиты; некоторые интрузивы (например, Улахан-Сиский) представляют собой громадные межформационные тела, вклиненные между палеозойскими и мезозойскими образованиями и падающие под мезозойские складчатые структуры.

Реже отмечаются интрузивы, сужающиеся на глубине, имеющие клиновидную форму (Тенкелинский массив). Анализ гравиметрических наблюдений, проведенный Ю. Н. Ващиловым (1961, [1963]), показал, что массивы Большой Анначагский, Хатыннахский и другие имеют линзообразную форму, а подошва их примерно совпадает с нижней границей верхоянского осадочного комплекса.

Геологические и геофизические исследования (электрозондирование, гравимагнитометрия) по профилю между массивами Оханджинским и Буркандинским, расположенными на расстоянии 10 *км* друг от друга, показали, что на глубине они соединяются (В. А. Кириллов, В. А. Серебряков, 1958). Аналогичные взаимоотношения наблюдались для массивов Тирехтяхского и Маяк (Е. М. Кастельский, 1958—1959).

Степень эродированности массивов различна, в большинстве случаев она слабая. На массивах сохранились остатки кровли, а их приповерхностные части сложены контаминированными породами.

Формирование пород гранитоидных интрузивных комплексов происходило на глубине 2—3 *км*, т. е. в условиях, близких к гипабиссальным, но в некоторых случаях устанавливается глубина становления до 5 *км* (И. Я. Некрасов, 1962). Первичная тектоника наиболее отчетливо проявлена в оловоносных интрузиях колымского гранитового комплекса. В них установлены три системы трещин: 1) контракционные, хорошо проявленные на поверхности и затухающие с глубиной; ими обусловлена матрацевидная отдельность гранитов и с ними связаны пологозалегающие дайки аплитов и размещенные в них тела пегматоидов; 2) продольные трещины (разрыва), вмещающие крутопадающие дайки аплита, метасоматические породы и рудные тела; 3) поперечные трещины (скалывания) с ровной поверхностью и бороздами скольжения, их оперяют мелкие трещины разрыва.

Большинство интрузий является секущими по отношению к складчатым структурам, хотя имеют линейно вытянутую форму и расположены нередко параллельно направлению основных складчатых структур. По мере удаления от краевых разломов (структурных швов) возрастает контролирующее влияние мезозойских складчатых структур (Чибагалахская и другие интрузии, расположенные в антиклинальных складках).

Интрузивным массивам более раннего Морджотского гранодиоритового комплекса (басугуньинского, или басугуньино-хатыннахского, по В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталову, 1958) свойственны относительно небольшие размеры — до 300 *км*². Типичными представителями их являются массив Морджот, Басугунья, Тыэллахский, Северо-Порожный, Тюбеляхский и др. В их составе имеются габбро-диориты, иногда содержащие в цветной части моноклинный и ромбический пироксены, диориты, кварцевые диориты и преобладающие в количественном отношении роговообманково-биотитовые гранодиориты; в небольшом количестве присутствуют роговообманково-биотитовые адамеллиты. Крупные интрузивные массивы обычно многофазны, причем продуктами ранних фаз являются более основные, а поздних фаз — более кислые породы. Иногда породы этого комплекса входят в состав гетерогенных интрузивных массивов, в которых принимают участие также породы более позднего колымского гранитового комплекса. Количественно преобладающие в составе комплекса гранодиориты состоят обычно из зонального плагиоклаза № 20—50 (30—50%), ортоклаз-пертита (20—30%), кварца (25—30%), обыкновенной роговой обманки и биотита (до 15%). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, ортитом, цирконом.

Осадочные породы в контакте с интрузивными массивами морджотского гранодиоритового комплекса слабо ороговикованы и часто относительно интенсивно сульфидизированы (пирит, пирротин).

Петрохимически ассоциация пород морджотского комплекса очень близка к породам иньяли-дебинского комплекса малых интрузий и существенно не отличается от щелочно-известкового ряда средних типов пород диорит-гранодиоритового семейства.

Колымский гранитовый комплекс более молодой, в некоторых случаях интрузии этого комплекса метаморфизуют образования морджотского гранодиоритового комплекса. Так, Северо-Порожный гранодиоритовый массив (р. Индигирка) площадью около 70 *км*², вытянутый в восток-северо-восточном направлении, имеющий свой набор дайковых и жильных образований, срезан и метаморфизован крупной Порожно-Цепинской интрузией биотитовых и двуслюдяных высокоглиноземистых гранитов колымского комплекса, вытянутой в широтном направлении.

Интрузивные массивы колымского гранитового комплекса по размерам варьируют в широких пределах — от мелких штоков до крупных батолитовых тел, отличаются более крупными размерами по сравнению с массивами морджотского комплекса. Типичными представителями колымского гранитового комплекса являются массивы Чьорго, Оханджинский, Нельканский, Порожно-Цепинский, Чибагалахский и др.

Главные фациальные разновидности гранитоидов колымского комплекса представлены биотитовыми и двуслюдяными гранитами, которые отличаются резко преобладающим развитием калиевого полевого шпата (30—40%), содержанием плагиоклаза (до 15—20%), большим развитием кварца (30—40%) и незначительным содержанием биотита (1—7%). Акцессорные минералы встречаются в повышенном количестве и представлены цирконом, апатитом, ортитом, касситеритом, монацитом и ксенотимом. Постериорные минералы представлены мусковитом, турмалином и нередко андалузитом и кордиеритом. Реже отмечаются биотитовые гранодиориты, мелкозернистые аплитовидные граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры. Три последние разновидности нередко слагают дайки и штоки последующих фаз внедрения. Д. С. Харкевичем (1950) как продукты самостоятельной интрузивной фазы в сложных интрузиях колымского комплекса выделяются двуслюдяные высокоглиноземистые граниты, которые, по мнению других исследователей (Грачева [1960]; Котляр, 1961), являются автометасо-

матически переработанными гранитоидами. Наряду с известково-щелочными гранитами встречаются щелочные эгириновые граниты, обычно присутствующие в качестве фациальных разновидностей нормальных гранитов, залегающих среди карбонатных толщ палеозоя.

Петрохимические особенности гранитоидов колымского комплекса выражены в пересыщении пород кремнекислотой и глиноземом, повышенном по сравнению с породами морджотского комплекса содержании суммы щелочей, преобладании железа над магнием и повышенном содержании олова и бора.

Ширина зоны контактового метаморфизма вокруг крупных интрузий с пологими контактами достигает 3—4 *км*, а при крутом падении контактов не превышает 600—700 *м*. Во внутренней контактовой зоне развиты турмалиновые, мусковитовые и биотитовые роговики, а во внешней зоне — андалузитовые и кордиеритовые, которые по мере удаления от интрузии сменяются пятнистыми и узловатыми сланцами.

Иногда в непосредственной близости с гранитами и в самих гранитах (массивы Чьорго, Хаягастахтасский и Чибагалахский) наблюдалось развитие высокоглиноземистых минералов (андалузит, кордиерит, силлиманит), которые ассоциируют с топазом, турмалином и мусковитом.

Постмагматический метасоматоз особенно интенсивно проявлен в эндоконтакте и купольных частях массивов и выражен в развитии калиевого полевого шпата, альбита, кварца. По мере снижения температуры постмагматические изменения приобретают грейзеновый характер и выражены в новообразованиях мусковита, турмалина, кварца и нередко андалузита. Иногда грейзены носят площадной характер и развиты на больших площадях (Чибагалахский, Право-Эрикитский, Куранахский и другие массивы).

С колымским гранитовым комплексом связаны редкометальные месторождения, представленные кварцевой и силикатной формациями, а также месторождения золота и проявления молибдена, висмута, тантала, ниобия.

Янский комплекс гипабиссальных гранитных интрузий распространен на северо-западе Яно-Колымской системы (бассейн нижнего течения р. Яны), в районах ранних антиклинальных поднятий, особенно в районе Нельгехинского антиклинория.

Комплекс изучали Г. Л. Падалка (1939), С. С. Смирнов (1941), И. Я. Некрасов (1958), В. В. Еловских [1959], А. В. Вихерт (1961), Ю. П. Ивенсен [1959], Н. И. Ненашев [1963].

Нижняя возрастная граница интрузий комплекса определяется тем, что они прорывают и метаморфизуют собранные в складки позднетриасовые отложения. Данные определения абсолютного возраста [Ненашев, 1963] указывают на весьма длительный процесс формирования пород комплекса, охватывающий время от поздней юры до позднего мела или даже палеогена (140—70±20 млн. лет).

Интрузии представлены грубоизометричными или слабо вытянутыми телами размером от 1—2 до 150—200 *км*, а также многочисленными дайками. Выделяются три или четыре фазы формирования интрузий комплекса, причем последовательность их в разных районах развития комплекса различна. Для района Нельгехинского антиклинория, в пределах которого интрузии янского комплекса незначительно удалены от Главного пояса батолитоподобных тел, В. В. Еловских (1962) выделяет четыре группы пород, соответствующие четырем фазам внедрения магмы: 1) диорит-гранодиоритовая, иногда с переходом к монцонитам; 2) субщелочных калиевых гранитов; 3) аплитовидных гранитов и гранит-порфиров; 4) диорит-порфиритов и лампрофиров. Для пород первой фазы абсолютный возраст 110—130 млн. лет, для пород третьей фазы — 70—90 млн. лет.

Для района Западно-Верхоянского антиклинория, где интрузии янского комплекса находятся на значительном удалении от батолитоподобных тел, Ю. Н. Ивенсен (1961) выделяет четыре фазы формирования пород комплекса: 1) диорит-гранодиоритовая с переходом в краевых частях штоков к аляскитовым гранитам; 2) лампрофировая (преимущественно керсантититы, реже спессартиты, минетты); 3) аплитовидных гранитов, аплитов, пегматитов; 4) плагиопорфиров и кварцевых порфиров с переходом к породам липаритового облика.

Массивы янского комплекса по отношению к структурам вмещающих пород занимают секущее положение и расположены в виде цепочек (Дербеке-Нельгехинская, Эгехайская, Тирехтяхская и др.) длиной 50—100 *км* и более, которые контролируются, по-видимому, расколами фундамента; иногда они более или менее отчетливо причленяются к поясам батолитоподобных интрузий колымского комплекса. По данным В. В. Еловских (1962), по мере удаления от интрузии колымского комплекса уменьшается их глубина формирования и гипабиссальные тела (глубина формирования 1—2 *км*) сменяются близповерхностными образованиями (глубина 0,5 *км* и менее). Так же как и интрузии других комплексов, их сопровождают догранитные, синхронные гранитам и послегранитные дайки.

Для пород янского комплекса характерны признаки гибридизма — наличие плагиоклаза повышенной основности (андезин-лабрадор), высокое (до 30—35°) содержание биотита и амфибола. Породы этого комплекса характеризуются преобладанием калия над натрием (часто более резко выраженным, чем в породах колымского комплекса), пересыщенностью глиноземом, пониженной щелочностью.

Контактовый метаморфизм выражен в образовании биотитовых, турмалиновых, андалузитовых, кордиеритовых роговиков, узловатых и пятнистых сланцев. Автометаморфизм по сравнению с колымским комплексом проявлен слабо. Послемагматическая гидротермальная деятельность сопровождается образованием оловянных и вольфрамо-оловянных месторождений касситерито-силикатной и касситерито-силикатно-сульфидной формации, а также свинцово-цинкового оруденения.

СТАДИЯ КОНСОЛИДАЦИИ (ПОЗДНИЙ МЕЛ)

Магматизм консолидационной стадии в Яно-Колымской складчатой системе развит незначительно, главным образом в районах, примыкающих к Охотско-Чукотскому поясу — в Балыгачано-Сугойском и Суго-Коркодонском междуречьях. Он представлен четырьмя комплексами: 1) апт-туронский андезитовый (охотская серия), 2) близкий по возрасту охотский гранодиоритовый, 3) сенон-датский липаритовый (эвенская серия), 4) близкий по возрасту омсукчанский гранитовый.

Апт-туронский андезитовый комплекс (охотская серия) развит преимущественно в южной части Яно-Колымской системы и в Балыгачано-Сугойском поперечном прогибе, где он специально изучался Е. К. Устиевым (1960), Д. С. Харкевичем (1955). Возраст комплекса установлен по залеганию его пород среди фаунистически охарактеризованных отложений валанжина, апта и низов альба. За пределами Охотско-Чукотского пояса апт-туронский андезитовый комплекс распространен в виде отдельных эффузивных полей.

Для комплекса характерны тонкое чередование различных по составу лав и туфов и частое нахождение пачек осадочных пород. Преимущественное развитие имеют палеотипные пироксен-роговообманковые и роговообманковые андезиты, значительно меньше распространены палеотипные липариты и игнимбриты. Для пород характерен щелочноземельный характер, прослеживаемый от самых основных до самых кислых ее членов; средний состав пород соответствует среднему

составу гранодиоритов. Контактовый метаморфизм почти не проявлен. Автометасоматизм выражен в эпидотизации, хлоритизации и карбонатизации. Заметные рудопроявления в этом комплексе не установлены.

Охотский гранодиоритовый комплекс развит в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а также в Охотском, Тайгоносском и Омолонском жестких массивах. В пределах Яно-Колымской системы распространен преимущественно в районах ее сочленения с указанными структурами. Комплекс изучался Ю. А. Билибиным (1936), Е. Т. Шаталовым (1936), Е. К. Устиевым (1955).

Возраст интрузий геологически датируется на Охотском побережье как граница раннего и позднего мела. Абсолютный возраст пород ранних фаз (габбро-диориты и трондьемиты) определен в 134 млн. лет, главной фазы (гранодиориты) — в 115 млн. лет, поздних фаз (граниты) — в 90 млн. лет.

В отличие от колымского комплекса, массивы охотского комплекса характеризуются меньшими размерами и более сложной конфигурацией, для них характерна многофазность формирования. Преимущественное развитие имеют гранодиориты, подчиненные габбро-диориты, трондьемиты и граниты.

Контактовый метаморфизм выражен в образовании роговиков, узловатых и пятнистых сланцев. Процессы автометасоматоза, постмагматического метасоматоза и послемагматическая гидротермальная деятельность выражены несколько слабее, чем в колымском комплексе. С интрузиями этого комплекса связаны гидротермальные золотые, молибденовые и полиметаллические рудопроявления.

Сенон-датский липаритовый комплекс (эвенская серия) проявился также преимущественно в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В Яно-Колымской складчатой системе он развит в Балыгычан-Сугойском прогибе, у южного края Колымского массива, а также у северного его ограничения (на правобережье нижнего течения р. Индигирки).

Комплекс изучали Е. К. Устиев (1955), Г. Н. Чертовских [1954], Некрасов [1962], И. М. Сперанская [1964] и другие геологи.

Позднемеловой возраст эффузивов устанавливается по наличию в них прослоев континентальных осадков с сеноман-сенонской флорой. Эффузивы образуют отдельные покровы площадью в 100—300 $км^2$, залегающие на породах верхоянского комплекса и в отличие от последних почти не затронуты процессами складкообразования. В хр. Улахан-Сис в участках пересечения субмеридиональных и близширотных разломов установлены остатки аппаратов центрального типа этого комплекса (горы Хара-Сис, Полевая).

В состав комплекса входят игнимбриты, туфы липаритов, липариты и в значительно меньшем количестве андезиты. И. М. Сперанская [1964] относит эти вулканогенные образования к липаритовой (игнимбритовой) формации. Характерно для формации преобладающее развитие таких своеобразных пород, как игнимбриты.

Омсукчанский комплекс распространен преимущественно в районах, примыкающих к Охотско-Чукотскому поясу. В типичном выражении интрузии этого комплекса представлены в пределах Балыгычан-Сугойского междуречья. Отдельные интрузии встречены в центральных частях складчатой области и у сочленения ее с Колымским массивом. Детальным изучением этого комплекса занимались в 40-х годах Ф. Ф. Павлов, Д. С. Харкевич, А. М. Авдеев и другие геологи, а также И. М. Сперанская [1964], О. С. Грачева [1960].

Возраст интрузий установлен в пределах Балыгычан-Сугойского прогиба и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, где они прорывают и метаморфизуют осадочно-вулканогенные образования с флорой сеноман-турона и сенона и пересекаются дайками палеогеновых

базальтов и долеритов. Омсукчанский комплекс представлен небольшими интрузиями штокообразной, лакколитовой либо дайковой формы. Иногда наблюдаются интрузии типа субвулканов (Верхнетальский массив). В составе комплекса преобладают лейкократовые биотитовые граниты, субщелочные и, вероятно, щелочные граниты.

По петрохимическому составу гранитоиды омсукчанского комплекса отличаются от гранитоидов охотского заметно большей щелочностью и существенно меньшим содержанием извести. Интрузии формировались в гипабиссальных условиях, о чем свидетельствуют небольшие размеры их и сравнительно слабое проявление контактового метаморфизма. Среди контактово-измененных пород можно отметить своеобразные фаялитовые роговики вблизи Омсукчанского гранитного массива.

В оловоносных интрузиях этого комплекса автометасоматические процессы развиты в меньшей степени, чем в оловоносных интрузиях колымского комплекса. Гидротермальная деятельность получила широкое распространение, и с нею связаны редкометальные месторождения силикатной и силикатно-сульфидной формаций.

СТАДИЯ АКТИВИЗАЦИИ (КАЙНОЗОЙ)

Магматизм постконсолидационной стадии (стадии активизации) наиболее ярко проявился в районах развития магматизма предшествующей консолидационной стадии, в частности в районе Охотско-Чукотского пояса, где выделена толща палеогеновых базальтов, относимая к формации толеитовых плато-базальтов (И. М. Сперанская, 1965). В пределах Яно-Колымской складчатой системы петрографические и возрастные аналоги этой толщи весьма редки и не исключена возможность, что большая часть их уничтожена эрозией. Остатки базальтовых покровов сохранились в некоторых районах Уяндинско-Ясачнинского пояса, в частности в Лыглыхтахской впадине, где они залегают на позднемеловых кварцевых порфирах. На правобережье нижнего течения р. Индигирки, в районе Кондаковского плоскогорья, известны аппараты центрального типа, каналы которых заполнены «пробками» андезито-базальта (гора Котел, И. Я. Некрасов, 1961).

В смежных районах (Колымский массив, Чукотская складчатая система) известны постконсолидационные трахибазальтовые лавы, извергнутые раннечетвертичными вулканами [Балаган-Тас, Анюйский и др. — [Васьковский, 1949; Устиев, 1961 и др.].

ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Среди магматических образований, известных в Чукотской складчатой системе, в настоящее время различаются изверженные породы протерозойского, пермского, триасового, юрского, мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. В крайних южных районах территории возможны также девонские вулканические образования, аналогичные развитым на Омолонском массиве. В табл. II-1 показаны структурное положение и геологический возраст характерных для Чукотской складчатой системы интрузивных, эффузивных и интрузивно-эффузивных комплексов. Их отношение к тектоническому циклу дается в соответствии с принятой в настоящем издании единой схемой развития магматизма в мезозойских складчатых областях.

Эта схема, как и вообще представление о тектоно-магматическом цикле, применяется к Чукотской складчатой системе не без условности. Не ясно, например, действительно ли Яблонский массив и приуроченные исключительно к этой структуре познепалеозойские интрузивные и вулканические образования офиолитового типа (алучинский комп-

Таблица II-1

Главнейшие интрузивные и вулканические комплексы Чукотской складчатой системы

Стадии развития мезозоид	Интервалы геологического времени	Анюйско-Чаунская складчатая зона	Эскимосский (Восточно-Чукотский массив)	Олойский прогиб	Яблонский массив и его обрамление
Постинверсионная	Четвертичный период Неоген		*Восточно-Чукотский* вулканический комплекс щелочных базальтов		Моннинский вулканический комплекс базальтов
	Палеоген	Вулканический комплекс базальтов			
Инверсионная	Гранитоиды и ультраосновные интрузии				
	Поздний мел — ранний мел	Чукотский интрузивный комплекс гранитоидов с подчиненными эффузивами		Большеанюйский гипербазит-габбро-плагиогранитовый комплекс, сопровождающийся спилитами	
	Поздняя юра			Пеженский вулканический комплекс базальтов	Вукваамский вулкан, комплекс липарито-андезитовых базальтов
Геосинклинальная	Средняя юра — поздний триас				Вулканогенно-осадочный комплекс, связанный с эксплозиями и редкими эффузиями пироксеновых андезитов и базальтов
	Средний и ранний триас	Анюйский интрузивный диабазовый комплекс			
	Пермь				Алучинский интрузивно-эффузивный комплекс офиолитового типа
Допозднепалеозойская	Карбон — кембрий				Возможны девонские вулканические толщи типа кедонского комплекса на Омолонском массиве
	Докембрий	Гнейсы и граниты			

лекс) относятся к Чукотской складчатой системе. В. Ф. Белый и другие [Тектоническая карта Северо-Востока СССР, 1964] относят Яблонский массив к структурам палеозойской консолидации. Тогда пермский алучинский интрузивно-эффузивный комплекс нельзя относить к геосинклинальной стадии развития Чукотской складчатой системы. Триасовый анюйский комплекс интрузивных диабазов мало похож на типичные образования геосинклинальной стадии. Наконец, инверсионная стадия развития Чукотской складчатой системы, по-видимому, начинается в конце ранней юры, так как на среднюю юру и, вероятно, на значительную часть поздней приходится региональный перерыв в осадконакоплении. Гранитоиды же, которые сопоставляются с этой стадией, имеют меловой возраст.

В связи с этим автор настоящего раздела поддерживает мнение В. А. Вакара [1937] о существовании в Чукотской складчатой системе трех самостоятельных магматических циклов, или этапов. Учитывая современную датировку рассматривавшихся В. А. Вакаром образований, это — раннемезозойский (главным образом интрузивные диабазы), позднемезозойский (гранитоидные интрузии, вулканические породы кислого-среднего состава и связанные с ними субвулканические тела), кайнозойский (главным образом базальтоиды) этапы. Как видно из табл. II-1, развитие магматизма в пределах Олойского прогиба и Яблонского массива отличается специфическими чертами на протяжении всей известной геологической истории. Поэтому автор настоящего раздела считает, что эти районы относятся к особой петрографической провинции, охватывающей главным образом Колымский и Омолонский массивы.

ДОПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

К протерозою относятся небольшие гранитоидные тела, расположенные в метаморфических породах эскимосского массива на восточной оконечности Чукотки; метаморфические породы также считаются протерозойскими. Они перекрыты ордовикскими отложениями. Однако четких угловых несогласий между палеозойскими и докембрийскими образованиями не обнаружено. Поэтому, возможно, что часть метаморфического комплекса образована при метаморфизме (мезозойском) палеозойских пород. Данные абсолютной хронологии обычно не подтверждают протерозойский возраст, фиксируя, как считают Л. В. Фирсов и другие, время повторного (палеозойского и мезозойского) метаморфизма. Однако И. А. Загрузиной [Шило, Загрузина, 1965] удалось определить возраст биотитового гранито-гнейса и слюдяного сланца из своей специально собранной коллекции в 1,6 млрд. лет*, что подтверждает существование протерозойских пород.

Протерозойские гранитоиды, как правило, слагают согласные пластовые тела в нижней из двух выделяемых здесь метаморфических толщ и образуют с ними единые складчатые структуры. Среди гранитоидов преобладают роговообманково-биотитовые, биотитовые и двуслюдяные граниты и гранито-гнейсы. С ними связаны пегматитовые жилы с турмалином, слюдой и гранатом.

Девонский вулканический комплекс. В основании разреза вулканогенных отложений на Яблонском массиве условно выделяются Ю. М. Довгалем, А. Я. Радзивиллом и А. А. Житецким [Житецкий, Радзивилл, 1964] толща, сложенная лавами и туфами преимуществен-

---

* Здесь и в дальнейшем все ссылки на цифры абсолютного возраста относятся к определениям Л. В. Фирсова и И. А. Загрузиной, выполненным в лаборатории Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института Сибирского отделения АН СССР.

но кислого, но также и среднего состава. Их мощность 180—200 *м*. Петрография и возраст этих пород вскрывающихся на очень небольших площадях выходов фундамента, сближают их с кедонским вулканическим комплексом Омолонского массива. Б. В. Палымский (1966) обнаружил, что этот вулканический комплекс прорван уралитовыми габбро и плагиогранитами Вургувеемского массива. Плагиограниты составляют наиболее молодую группу пород в этом массиве и перекрыты гравелитами и конгломератами пермского возраста. Вургувеемский интрузивный комплекс, таким образом, аналогичен по возрасту кедонскому интрузивному комплексу Омолонского массива, но заметно отличается от него составом.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СТАДИЯ (ПЕРМЬ — СРЕДНЯЯ ЮРА)

Алучинский комплекс. В Алучинском поднятии (в пределах Яблонского массива) к перми относятся вулканический существенно спилит-диабазовый комплекс, впервые обнаруженный А. И. Афицким в 1959 г., и комплекс сложно построенных интрузивных тел основных ультраосновных пород, сопровождающихся также плагиогранитами. Эти формации, относящиеся к офиолитовому ряду, изучены главным образом в 60-х годах Ю. М. Довгалем [1964].

Не исключено, что формации офиолитового ряда распространены в основании Олойского прогиба под мощным чехлом мезозойских, главным образом юрских, отложений. В других районах Чукотской складчатой области подобные образования отсутствуют. По мнению С. М. Тильмана [Тектоническая карта Северо-Востока СССР, 1964], они соответствуют не геосинклинальной стадии развития мезозоид, а орогенной стадии палеозоид.

Пермский вулканический комплекс делится на нижнюю лавовую и верхнюю осадочно-вулканогенную толщи. Верхнюю толщу трансгрессивно с конгломератами в основании перекрывают отложения нижнего триаса. В осадочно-вулканогенных породах собраны фаунистические остатки, характерные для сакмарского яруса.

Интрузивные тела пространственно связаны со спилито-кератофировой толщей раннепермского возраста. Галька этих интрузивных пород обнаружена в конгломератах норийского возраста. Есть сведения, что породы пермского комплекса с холодным контактом перекрываются среднетриасовыми отложениями. Абсолютный возраст плагиогранитов 231 млн. лет.

Некоторые исследователи [Матвеенко, 1961] сопоставляют этот комплекс Алучинского поднятия с раннетриасовыми диабазами Чукотки и склонны считать его также раннетриасовым. Вслед за Ю. М. Довгалем [1964] мы принимаем пермский возраст интрузивных пород, имея в виду их тесную связь с датированными фауной вулканогенными породами.

Ультраосновные тела относятся к трещинному типу и вытянуты в меридиональном направлении более, чем на 30 *км*, при ширине до 3 *км*. Габбровые и плагиогранитовые тела имеют форму, более близкую к штокам, площадь их — несколько десятков квадратных километров. Нередки полигенные тела, в которых имеются породы всех трех групп. Контакты их резкие, в плагиогранитах отмечается гибридизм.

Габбро и ультраосновные породы тесно связаны друг с другом. Среди гипербазитов различают серпентинизированные гарцбургиты, аподунитовые серпентиниты, лерцолиты, оливиновые диаллагиты, чередующиеся друг с другом в виде полос мощностью до 10—15 *м* с резкими, а иногда постепенными границами. Габбро сложены битовнитом и авгитом с примесью калинатрового полевого шпата, роговой обман-

ки, апатита и титаномагнетита. Отмечены переходы от габбро к габбро-диоритам и габбро-сиенитам. В эндоконтактах габбро переходят в габбро-диабазы. Плагиограниты представляют собой более позднюю группу и вызывают отчетливый метаморфизм габбро, рассекают их в виде жил.

Петрохимически породы офиолитовой группы формаций пермского комплекса близки к соответствующим средним типам и отличаются в общем натриевым характером, хотя некоторые габбро обнаруживают ненормально высокие содержания окиси калия — 1—1,3%. Особенности ультраосновных пород — высокое содержание магнезии, отсутствие щелочей, малое количество глинозема, большие потери при прокаливании — указывают, как принято считать, на связь образования гипербазитов с глубинной перидотитовой магмой. Геохимические особенности пород изучены еще недостаточно.

Анюйский комплекс. Вне Олойского прогиба, Яблонского и Эскимосского массивов, для которых они не характерны, триасовые интрузивные диабазы представляют собой наиболее древние из последокембрийских магматических образований в Чукотской складчатой области. Они очень широко распространены и обнаружены практически всюду, где имеются выходы нижнетриасовых отложений. Относительно реже диабазовые интрузии заключены в палеозойские отложения, обрамляющие раннетриасовый прогиб.

Самостоятельное значение этого очень характерного комплекса, первое описание пород которого принадлежит В. И. Влодавцу (1932), было выявлено В. А. Вакаром в 1933—1934 гг. в результате геологических исследований на правобережье р. Малого Анюя. Геологию и петрографию анюйского комплекса подробно изучили В. А. Вакар [1937], В. Г. Дитмар [1938], Г. М. Сосунов (1960), С. А. Кобычева, М. Л. Гельман [1963], В. О. Поле и другие.

Будучи тесно связанными с нижнетриасовыми отложениями, интрузивные диабазы не встречаются в более высоких горизонтах разреза. В бассейне р. Мачваам среди нижнетриасовых толщ отмечены два пласта спилитов, а в бассейне р. Кэпэрвеем встречены вулканические туфы основного состава. Эти исключительно редкие образования, возможно, являются вулканогенными аналогами интрузивных диабазов. В западных районах территории в нижнетриасовых толщах отмечается примесь (местами очень заметная) туфогенного материала. По этим данным возраст диабазов считается раннетриасовым. Галька диабазов обнаружена в конгломератах позднеюрского возраста на междуречье Большого и Малого Анюя и в валанжинских — в районе зал. Креста.

Абсолютный возраст диабазов из бассейна Малого Анюя определен в 230 млн. лет.

Триасовые диабазы в большинстве случаев представляют собой пластовые тела, сильно деформированные в меловую эпоху дислокаций. Большая часть залежей приурочена к границе палеозойских и триасовых отложений. Мощность залежей здесь достигает первых сотен метров, а площадь — сотен квадратных километров. Менее мощные и прерывистые залежи заключены внутри нижнетриасовых отложений и в палеозойских толщах.

В зависимости от структуры изверженные породы могут быть подразделены на диабазы и габбро-диабазы, существенно состоящие из андезин-лабрадора и пижонит-авгита, количественно несколько уступающего плагиоклазу. В центре наиболее мощных залежей обнаруживаются авгитовые габбро, обычно с офитовой структурой. В чукотских диабазах триасового возраста, по-видимому, полностью отсутствует оливин. Характерна заметная примесь акцессорного ферриильменита. Широко, но с очень различным содержанием распространены роговая обманка, биотит, апатит, карбонат, кварц и щелочной полевой шпат,

хлорит, пренит, эпидот, турмалин и другие минералы, появление которых в большинстве случаев связано, вероятно, с позднемезозойским метаморфизмом. В участках, где вмещающие породы метаморфизованы в амфиболитовой фации, диабазы превращены в гранатовые и эпидот-гранатовые амфиболиты.

В нескольких местах наблюдались пересечения диабазов жильными телами ультраосновных пород. Некоторые исследователи считают, это эти ультраосновные породы связаны с формированием диабазового комплекса и завершают его. По мнению автора, это существенно более молодые — позднемезозойские — породы. Петрохимически неизмененные диабазы соответствуют обычным базальтам и очень близки к сибирским траппам.

Малые элементы содержатся в кларковых количествах, характерных для пород основного состава. Только бериллий, иттрий, серебро, ртуть и олово находят в количествах, на порядок и более превышающих кларковые. По-видимому, повышенные содержания этих элементов обусловлены позднемезозойским метаморфизмом.

Диабазы нередко вмещают золото-кварцевые, а местами оловоносные жилы мелового возраста, с разрушением диабазов связано повышенное количество ильменита в некоторых россыпях. В диабазах обнаружены небольшие, минералогического значения, скопления самородной меди.

Триасовый диабазовый комплекс Чукотки — специфическое образование в тихоокеанских мезозоидах. Его ближайшие аналоги — нижнетриасовые интрузивные диабазы Верхоянья, которые сопоставляются с Сибирскими траппами [Шатский, Богданов, 1957]. Если рассматривать Таймыр в качестве зоны затухания мезозоид, как предполагает Ю. М. Пущаровский [1961], то эта аналогия может быть распространена и на таймырские траппы. Аналогичные образования, возможно, имеются в центральных и северных районах Аляски, где палеозойские толщи прорваны доюрскими интрузиями габбро. Однако на Аляске, как и в восточной части Чукотки (обе территории входят в Эскимосский массив), трудно отличить позднемезозойские габбро и диабазы от триасовых.

Позднетриасовые — среднеюрские вулканогенно-осадочные отложения. В верховьях р. Большого Анюя в конце 50-х годов В. И. Петровым, А. И. Афицким, Г. А. Поданевым обнаружена мощная толща песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и редких гравелитов, состоящих из однообразного кристаллического и реже литокластического материала авгитовых андезитов и базальтов. По фаунистическим остаткам эта толща датируется норийским ярусом, всей юрой и валанжином.

ИНВЕРСИОННАЯ СТАДИЯ (ПОЗДНЯЯ ЮРА — МЕЛ)

Пеженский комплекс. Широко распространенные в Олойском прогибе верхнеюрские толщи включают лавовые покровы оливиновых и пироксеновых базальтов мощностью до 200—300 *м*. Подчиненное значение имеют андезиты (средней части толщи). Приблизительно в равных количествах с лавами находятся литокластические и кристаллокластические туфы базальтов. Из них собраны многочисленные остатки ауцелловой фауны позднеюрского возраста. Не охарактеризованная фауной верхняя часть толщи, где среди вулканических пород в относительно большем количестве появляются андезиты, возможно, относится к мелу. Эти толщи были открыты Е. П. Таракановым в середине 30-х годов. В 50—60-х годах их стратиграфия и петрография подробно изучены К. В. Паракецовым.

Помимо щелочноземельных базальтов вулканический комплекс включает также щелочные разности: Ю. М. Довгаль обнаружил здесь эгирин-авгитовые базальты; А. Я. Радзивилл и другие считают, что позднеюрский возраст имеют лейцитовые базальты, обнажающиеся вместе с шошонитами и с оливиновыми базальтами в обрыве правого берега р. Большого Анюя. Ю. А. Билибин [1958] дал известное подробное описание этих пород, считая их палеогеновыми.

С позднеюрскими базальтами пространственно тесно связаны штоки габбро-диабазов, габбро и габбро-диоритов. Их поперечник достигает 5—6 *км*. Вероятно, это субвулканическая фация базальтов.

Вукваамский комплекс. Позднеюрские вулканогенные толщи на Яблонском массиве в отличие от Олойского прогиба имеют гораздо более кислый состав и содержат много андезитов, дацитов и липаритов, как это впервые было установлено Г. А. Клещовым в 1957 г. Строение этого комплекса, главным образом со стратиграфической точки зрения, было изучено К. В. Паракецовым в бассейне р. Вукваам, от которой и происходит предлагаемое название комплекса. Базальты и их туфы приурочены лишь к основанию комплекса, вверх по его разрезу последовательно возрастает роль более кислых пород, среди которых, по-видимому, очень важна роль пирокластических образований. Позднеюрский возраст комплекса основывается на определении остатков ауцелловой фауны, собранных в пирокластических и вулканогенно-осадочных породах. Мощность вулканической толщи 3000—3500 *м*. Петрографически комплекс изучен далеко не достаточно. Привлекает внимание значительная степень изменения вулканических пород: они окремнены, хлоритизированы, местами цеолитизированы.

В краевых поднятиях Яблонского массива расположены небольшие тела гранит-порфиров и интрузивных липаритов. Возможно, это аналоги верхнеюрских эффузивов кислого состава. Галька этих пород обнаружена А. Я. Радзивиллом в валанжинских отложениях Нутесынской впадины.

Вукваамский вулканический комплекс Яблонского массива и сопровождающие его субвулканические образования по возрасту, составу и структурному положению могут быть сопоставлены с вулканогенными образованиями Уяндино-Ясачнинского пояса, окаймляющими Колымский массив с юго-запада. При этом на Чукотке позднеюрские вулканогенные породы кислого состава имеют несравненно меньшее значение, чем в бассейнах верхнего течения рек Колымы и Индигирки. А. И. Садовский в 1964 г. и Г. М. Сосунов в 1956 г. указывали, что среди даек, прорезающих триасовые отложения Чукотки, имеется группа наиболее древних образований кислого состава, которая, возможно, коррелируется с вукваамским комплексом.

Большеанюйский комплекс. Вдоль границы Анюйско-Чаунской зоны с Олойским прогибом и Яблонским массивом протягивается полоса интрузий ультраосновного и основного состава. Впервые их описали А. М. Дискин, Д. М. Печерский, С. Г. Желнин и Б. М. Янин в середине 50-х годов. Более детальные описания даны А. Я. Радзивиллом и И. А. Панычевым в первой половине 60-х годов. Общая площадь выходов этих пород, по-видимому, не превышает 300 *км*^{2}. Это немного в масштабе всей Чукотки, однако комплекс занимает очень характерное структурное положение вдоль глубинных разломов, отделяющих Анюйско-Чаунскую зону от Олойского прогиба и Яблонского массива, а также в пределах последнего. Название комплексу предлагается дать по р Большой Анюй, в бассейне которого расположены относящиеся к нему тела. Они прорывают позднеюрские или раннемеловые отложения и пересекаются гранитоидами раннемелового возраста. Возраст габбро и ультраосновных пород обычно принимается таким же, как возраст вмещающих их спилитов и измененных базальтов, которые фа-

циально замещают в этих районах оливиновые и щелочные базальты Олойского прогиба.

Тела основного и ультраосновного состава обычно вытянуты в широтном или северо-западном направлении и часто имеют дайкообразную форму. В вершине Большого Анюя закартировано одно из наиболее крупных тел такого рода. Эта интрузия может быть названа Большой Анюйской дайкой. Она прослежена на 85 *км* при ширине в несколько километров. Дайка сложена различными по структуре габбро и габбро-диабазами и включает в себя также довольно крупные жилообразные тела ультраосновных пород.

Штоки, площадь выходов которых колеблется в пределах 3—4 *км*, лишь в исключительном случае Уямкандинского массива достигая 64 $км^2$, имеют аналогичное строение: в их центральной части располагаются ультраосновные породы, а по периферии — габбро. В штоках габбрового состава при движении от центра к эндоконтакту изменяется структура: в их краевых частях развиты габбро-долериты и долериты, слагающие также дайки-апофизы.

Составляющие комплекс породы ультраосновного и основного состава очень разнообразны, но обнаруживают многие черты петрографического родства. В наиболее типичных интрузивных телах, расположенных на южных границах Анюйско-Чаунской зоны, они сложены оливином, моноклинным пироксеном и лабрадором, разнообразные соотношения которых позволяют различать дуниты, верлиты, габбро-верлиты, троктолиты, оливиновые габбро, авгитовые габбро и очень редкие анортозиты.

Количество оливина и лабрадора меняются постепенно от 0 почти до 100%. Лабрадор всегда ксеноморфен по отношению к темноцветным минералам или имеет равную с ними степень идиоморфизма. Поэтому в габбро, даже в лейкократовых разностях, проявляется габбровая структура. Гиперстен, роговая обманка и очень редкий биотит отмечаются лишь как примесь, наряду с акцессорными титаномагнетитами, магнетитом, апатитом и зеленой шпинелью. Габбро-нориты в связи с этим исключительно редки. Очень характерно полосчатое строение горных пород. В полосах шириной в несколько сантиметров чередуются оливиновые габбро-верлиты, оливиновые и авгитовые габбро, что также подтверждает родственные соотношения между породами. Ультраосновные породы богаты кальцием, и поэтому химически они отличаются от некоторых меланократовых пород группы габбро (например, от долеритов из эндоконтактов штоков) лишь практическим отсутствием глинозема. Характерная повышенная железистость и высокое содержание титана в ультраосновных породах указывают на их генетическую связь с базальтовой магмой.

В целом формация основных и ультраосновных пород на южной границе Анюйско-Чаунской складчатой зоны близка к габбро-пироксенит-дунитовой, а ультраосновные породы могут быть отнесены к дунит-верлитовой. В этом отличие позднемезозойского комплекса основных и ультраосновных пород от палеозойского, развитого в том же районе, а также от большинства гипербазитовых комплексов Анадырско-Корякского района и Южной Аляски, относящихся к гипербазитовой формации. Рассматриваемые породы местами прорваны гранитоидами чукотского комплекса и составляют с ними единые гетерогенные тела.

Исследованиями Ю. М. Довгаля намечены некоторые специфические черты ультраосновных и основных пород, развитых во внутренней части Яблонского массива и приуроченных к секущей его зоне глубинного разлома субмеридионального простирания. Возможно, в дальнейшем эти образования будут выделены в самостоятельный комплекс. Ю. М. Довгаль считает, что они имеют верхнемеловой возраст, так как

рассекают отложения айнахкургенской свиты. По данным В. Ф. Белого, А. Ф. Ефимовой и К. В. Паракецова [1965], возраст этой свиты понижен до баррем-апта. Поэтому ультраосновные и основные породы внутри Яблонского массива могут считаться почти одновременными с расположенными на границе с Анюйско-Чаунской зоной. Для Яблонского массива наиболее характерны основные породы повышенной щелочности, содержащие 75—80% моноклинного пироксена, 15% биотита и до 10—15% полевых шпатов (основной плагиоклаз и калинатровый полевой шпат). В порфировых разностях пород группы габбро содержатся вкрапленники авгита, оливина и биотита. От них намечаются все переходы к широко распространенным минеттам, вогезитам и к другим лампрофирам, а также к слагающим небольшие тела монцонитам и сиенито-диоритам. Эти требующие дальнейшего изучения образования, возможно, относятся к интрузивным членам щелочно-базальтовой формации.

Чукотский комплекс. Гранитоидные формации мелового возраста очень широко распространены на площади Анюйско-Чаунской складчатой зоны, их выходы занимают около 15% ее территории. Гранитоидные образования очень характерны и для Эскимосского массива, но здесь, кроме того, имеются щелочные породы, в частности нефелиновые сиениты, расположенные в одних телах с гранитоидами.

Гранитоидные образования Чукотской складчатой системы являются объектом пристального изучения с середины 30-х годов, после того как экспедициями Арктического института были обнаружены генетически связанные с гранитами рудопроявления олова и вольфрама. В. А. Вакар [1937] на территории Северо-Восточного Приколымья выяснил, что формирование гранитоидов приурочено лишь к мезозойскому, т. е. ко второму из выделенных им циклов. Первые исследователи восточных и центральных районов Чукотки считали, что здесь имеются также и палеозойские гранитоиды [Никольский, Тихомиров, Рабкин, 1937; Рабкин и Тихомиров, 1938; Дитмар, 1938]. В 1951—1958 гг. А. И. Борзаковский, Г. А. Жуков, И. С. Никитин, а также С. Ф. Лугов [1962] установили возрастную близость всех последокембрийских гранитоидов Чукотской складчатой системы и показали, что гранитоиды, считавшиеся палеозойскими, а также некоторые из относившихся М. И. Рабкиным к докембрию имеют мезозойский возраст.

В. Т. Матвеенко [1961] считает возможным присоединять относительно более основные из чукотских гранитоидов к басуганьинско-хатыннахскому комплексу, а лейкократовые вслед за Б. Л. Флеровым, И. Е. Дворак (1959) — к омсукчанскому комплексу. Таким образом, эти исследователи включают гранитоидные образования Чукотской складчатой системы в состав интрузивных комплексов, характерных для Яно-Колымской складчатой системы. Однако еще М. Г. Равичем (1953) было подчеркнуто петрографическое своеобразие гранитоидов Чукотской складчатой системы. В результате систематического геологического картирования в конце 50-х и в 60-х годах и в итоге тематических работ С. Ф. Лугова (1959, 1962), И. А. Загрузиной [1965] и М. Л. Гельмана [1963] выяснилось, что гранитоидные образования Чукотской складчатой системы относятся к группе родственных формаций близкого возраста, обнаруживают своеобразные черты эволюции, петрохимии и зависимости формы и состава от структурного положения. Поэтому главная их часть, по возрасту относящаяся к раннему мелу и началу позднего мела, выделяется как самостоятельный чукотский комплекс. В целом в истории геологического развития Чукотской складчатой системы этот комплекс занимает такое же положение, как колымский в Яно-Колымской складчатой системе.

В развитии мелового магматизма могут быть намечены две фазы, в течение каждой из которых сформированы горные породы различ-

ного состава, но однотипные во всех районах Чукотской складчатой системы.

В более раннюю фазу образовались гранодиориты, роговообманково-биотитовые граниты и разнообразные породы группы диорита, в более позднюю — биотитовые граниты, нередко лейкократовые. Эти породы участвуют в строении полигенных массивов, но образуют и многочисленные самостоятельные тела, прорывающие анюйскую серию и меловые отложения. К числу массивов, составленных гранодиоритами и породами группы диорита, относятся Тымкивеемский массив площадью около 170 *км*^{2}, расположенный в низовьях р. Паляваамма, Вещкапский массив площадью около 300 *км*^{2} на левобережье р. Амгуемы и многие другие. Гранитный состав имеют Коневаамский массив (площадь 220 *км*^{2}, истоки р. Канылеевеем), Северный, Пырканайянский и Янранайский массивы, тесной группой слагающие водораздел бассейнов Чаунской губы и Восточно-Сибирского моря (площадь соответственно 300, 150, 250 *км*^{2}), Иультинский массив (площадь 350 *км*^{2}) на левобережье р. Амгуемы.

В составе таких полигенных массивов, как Сухарихинский на водоразделе рек Филипповой и Сухарной, Люпвеемский на правобережье р. Погынден, Велиткенайский вблизи м. Шмидта, граниты образуют секущие тела, иногда в своем расположении подчиняющиеся разломам и зонам дробления, нарушающим строение более ранней гранодиоритовой части массива.

Возрастные соотношения между гранитами, с одной стороны, и породами группы диорита и гранодиоритами, с другой — установлены также по соотношению гранитного Коневаамского интрузива и Верхнелельвыгыргынского гранодиорит-диоритового массива, которые находятся в 3—5 *км* друг от друга. Связанные с Верхненельвыгыргынским массивом диорит-порфириты рассекаются апофизами Коневаамского массива и глубоко метаморфизованы в его контактах.

По различному отношению к дайкам гранодиорит-порфиров, составляющим единую свиту, устанавливается различный возраст массивов гор Раздольной и Пырканайянского, расположенных на водоразделе р. Малого Анюя и его крупного притока — р. Погынден. Эти дайки рассекают амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты на горе Раздольной и пересекаются биотитовыми гранитами Пырканайянского массива. В других случаях, однако, биотитовые граниты и гранодиориты тесно связаны друг с другом в составе единых куполообразных массивов, но сформированы на разных стадиях их становления (Певекский массив и др.).

Нижнемеловые гранодиориты и породы группы диорита составляют большую часть чукотского гранитоидного комплекса. Они прорывают валанжинские толщи и тесно связаны с раннемеловыми охарактеризованными флорой и фауной толщами эффузивов; галька соответствующих гранитоидов обнаружена в апт-альбских конгломератах из Нутесынской впадины (бассейн р. Большого Анюя). На размытую поверхность Мольтыканского гранит-гранодиоритового массива, расположенного на правобережье р. Пегтымель, налегают вулканогенные отложения позднемелового, а местами, возможно, и апт-альбского возраста. Обильная галька гранитоидов обнаружена в апт-альбских конгломератах хр. Пекульней. Абсолютный возраст доаптских (аптских) гранодиоритов колеблется в пределах 140—110 млн. лет, резко увеличивается до 150 млн. лет.

С. Ф. Лугов считает, что некоторые из этих гранитоидов имеют более древний — юрский — возраст. Однако в гранитоидных телах, к которым относятся радиохронологические даты, превосходящие 130 млн. лет, повторные определения обычно дают меньшие цифры. Некоторые из таких массивов прорывают валанжинские отложения.

В конгломератах валажинского и юрского возраста, несмотря на тщательные поиски, не обнаружена галька, которую можно было бы сопоставить с чукотскими гранитоидами. Поэтому, когда предполагают их более древний возраст, обычно ссылаются на находки гальки жильного кварца и ороговикованных пород, что неосновательно. Введение произвольных «поправочных» коэффициентов к цифрам абсолютного возраста гранитоидов для доказательства их более древнего возраста, конечно, недопустимо. К. В. Паракецов и М. Е. Городинский [1966] обосновывают необходимость пересмотра возраста толщ кварц-полевошпатовых песчаников, относившихся в западных районах Чукотки к валанжину. По их мнению, в некоторых районах такие песчаники имеют позднеюрский и даже среднеюрский возраст. Если эти предположения оправдаются, то к оценке возраста гранитоидов в пределах позднего мезозоя, надо подходить более осторожно.

Биотитовые граниты второй фазы распространены в значительно меньшей степени. В составе Тытыльвеемского массива (истоки р. Малого Анюя) они прорывают всю толщу раннемеловых эффузивов. Граниты Катумского массива (истоки р. Паляваам) прорывают вулканогенные отложения апт-альбского возраста и перекрываются верхнемеловой вулканогенной толщей.

В истоках р. Амгуэмы в вулканогенно-осадочных отложениях позднего мела обнаружена галька гранитов этого типа. На побережье Чаунской губы и в бассейне рек Большого и Малого Анюя такие граниты обычно датируют верхним мелом, считая что время их внедрения отвечает началу этого периода. В бассейне рек Пегтымеля, Амгуэмы, левых притоков р. Анадыря такие же интрузивные тела часто относят к раннему мелу, ссылаясь на находки их гальки в конгломератах апт-альбского возраста. Окончательно вопрос о возрасте гранитов, сформированных во вторую фазу развития чукотского гранитоидного комплекса, еще не решен. Абсолютный возраст гранитов измеряется 100—85 млн. лет, что соответствует концу раннего — началу позднего мела.

Формы залегания гранитоидных пород очень разнообразны. На большой части территории они зависят от глубинности гранитоидов, что особенно подробно изучено в Анюйском районе. В палеозойском основании складчатой области широко распространены пластовые тела гранитоидов мощностью до нескольких сотен метров.

Триасовые толщи, слагающие складчатый комплекс, прорваны резко дискордантными штоками и батолитами, форма и пространственное распределение которых зависят главным образом от расположения разрывных нарушений. Горизонтальные размеры таких тел колеблются от 700—800 до 100—200 $км^2$ и, наконец, до 10—20 $км^2$ и еще меньших. Куполообразные лакколитообразные массивы гранитоидов, относящихся к ранним фазам становления гранитоидного комплекса, нередко характеризуются ориентированными текстурами, которые особенно четко проявлены в эндоконтактовых зонах мощностью до нескольких сотен метров. Ориентированные текстуры обычно более интенсивны в телах относительно глубинного формирования. Наименьшая степень их выражения проявляется в развитии матрацевидной отдельности, параллельной контактовым поверхностям. В других случаях обнаруживается параллельная контактам ориентировка таблитчатых кристаллов полевого шпата, а также плоских ксенолитов вмещающих пород. Иногда наблюдается ориентированное расположение выделений биотита и роговой обманки, как в ранних, так и послемагматических (Террасовый массив). В краевых частях Пытлянского массива обнаружены милонитизированные породы, а в массивных разностях — проявления протобластеза, выразившиеся в дроблении наиболее ранних выделений плагиоклаза [Загрузина, 1965]. Еще сильнее явление милонитизации развиты, например, в Тауреранском и Велиткенайском массивах, в крае-

вых частях которых развиты фации с гнейсо-гранитной и гнейсовой текстурами, а также обнаруживаются более поздние зоны милонитизации [Милов, Иванов, 1965].

Эти особенности строения ярко подчеркивают высокую механическую активность магмы, проникающей из палеозойского основания, охваченного интенсивным метаморфизмом, в складчатый комплекс триасовых отложений. В ряде случаев та же причина — высокая магматическая активность — вызывает прорыв магматических масс к поверхности и образование вулканических толщ, тесно ассоциированных с гранитоидами [Гельман, 1963; Загрузина, 1965].

С интрузиями гранодиоритов, кварцевых диоритов, сиенито-диоритов и диоритов близки по времени извержения и структурному положению андезиты, трахиандезиты, игнимбриты дацитового состава; с гранитами — подобные им по химическому и минеральному составу игнимбриты. Вулканические поля имеют небольшие размеры — их поперечник не превышает 10—20 *км*, а мощность — нескольких сотен метров. Вулканогенные породы заполняют структуры типа депрессий длительного формирования; в их пределах покровы кислого состава отделены угловым несогласием от покровов среднего состава. Иногда вулканические породы сопровождаются конгломератами или углистыми сланцами. Такого рода депрессии и структуры типа кальдер окружаются интрузивными телами порфировых пород и гранитоидов (Тымкивеемский, Коневаамский массивы и др.), но иногда, наоборот, вулканические накопления окаймляют центральную гранитную интрузию (Палянский массив).

Поля даек и пластовых тел, в изобилии прорывающих триасовые толщи, также обнаруживают структурную и петрографическую связь с вулканитами. В пределах позднегеосинклинальных впадин, выполненных меловыми песчаниковыми толщами, широко развиты пластовые интрузии мощностью в несколько метров, куполообразные гранитоидные массивы и лакколиты.

Доаптские и аптские гранитоиды (ранняя фаза) петрографически очень разнообразны. Среди них важнейшее место принадлежит пироксен-биотитовым и амфибол-биотитовым гранодиоритам, с довольно большим содержанием темноцветных минералов (до 15—20%). С этими породами тесно связаны кварцевые диориты, габбро-диориты, диориты, монцониты и сиенито-диориты. В сиенито-диоритах и монцонитах содержится около 20% щелочного полевого шпата, в кварцевых диоритах 7—22% кварца; в диоритах содержание каждого из этих минералов не превышает нескольких процентов. В глубинной фации почти нет пород, промежуточных по составу между сиенито-диоритами и кварцевыми диоритами. А сиенито-диориты и монцониты в интрузивных телах, прорывающих триасовые и меловые толщи, при возрастании в них содержания кварца постепенно переходят в кварцевые монцониты и гранодиориты. Любопытная особенность некоторых раннемеловых сиенито-диоритов, монцонитов и кварцевых диоритов Чукотской складчатой системы состоит в наличии в них двух генераций плагиоклаза. К андезин-лабрадору I генерации олигоклаз II генерации структурно относится так же, как и существенно калиевый полевой шпат в участках монцонитовой структуры; наблюдаются реакционные соотношения между олигоклазом и андезин-лабрадором. Темноцветные минералы кристаллизуются после андезин-лабрадора, вместе со щелочным полевым шпатом и кварцем. В условиях глубинной фации пироксен-биотитовые породы более или менее четко отделены в пространстве от преобладающих здесь биотит-амфиболовых разностей тех же пород. Биотит здесь находится в парагенетических соотношениях с амфиболом или с моноклинным пироксеном. В интрузивных телах менее глубинного положения обычно обнаруживаются реакцион-

ные соотношения между этими тремя минералами. Для всех этих пород характерен акцессорный сфен.

Послеаптские, относящиеся к середине мела интрузии (поздняя фаза), сложены главным образом биотитовыми гранитами, местами щелочноземельными, а в некоторых массивах — субщелочными, существенно калиевыми, состоящими из калинатрового полевого шпата (ортоклаз-пертит) и кварца с несколькими процентами биотита и плагиоклаза. При этом основность плагиоклаза достигает сороковых номеров. Тела такого состава построены довольно просто, лишь в эндоконтактовых зонах отмечается появление аплитовых и пегматитовых пород. В редких случаях в эндоконтактах увеличивается основность, возрастает содержание биотита, иногда к нему примешивается пироксен. Очень характерен акцессорный ортит.

На крайнем востоке Чукотского полуострова в структурах Эскимосского массива кроме щелочноземельных пород мелового возраста известны щелочные сиениты [Тихомиров, Рабкин, 1937; Перчук, 1963]. Они участвуют в строении сложного Дежневского массива, во внутренней части которого расположены биотит-роговообманковые граниты. Нефелиновые сиениты приурочены к прерывистой зоне на границе интрузивного тела с палеозойским известняком. Зону, промежуточную между гранитами и нефелиновыми сиенитами, составляют меланократовые монцониты и сиениты (щелочноземельные).

Разнообразные дайки, силлы и небольшие штоки широко распространены и располагаются преимущественно среди осадочных пород триасового возраста, составляя иногда протяженные пояса [Гельман, 1964; Загрузина, 1965]. *Последовательность формирования этих образований* и их отношение к гранитоидным штокам, батолитам и вулканическим породам лучше изучены в западной части Чукотской складчатой системы. Петрографические особенности жильных пород сохраняются постоянными во всех районах Чукотки.

Амфиболовые и биотит-амфиболовые микродиориты и диорит-порфириты составляют наиболее раннюю группу позднемезозойских малых интрузий. Только гранит-порфиры, предположительно связанные с позднеюрской или валанжинской вулканической активностью, могут иметь более древний возраст (не считая триасовых диабазов). Меланократовые разности микродиоритов тесно связаны с амфиболовыми лампрофирами (спессартитами). Эти породы аналогичны краевым фациям гранодиорит-диоритовых массивов и могут рассматриваться как апофизы глубинных залежей. Они широко распространены на правобережье р. Малого Анюя, в окрестностях Тымкивеемского массива, в поясе малых интрузий, огибающем на водоразделе рек Малого Анюя и Погиндена Раучуанский прогиб. Гиперстенсодержащие разности диорит-порфиров тесно ассоциируют с вулканическими полями андезитов в верховьях р. Лельвыгыргына.

Амфибол-биотитовые гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты, биотитовые и гранодиорит-порфиры, микрогранодиориты, микрограниты и биотитовые гранит-порфиры пересекают дайки существенно амфиболовых пород, составляя более молодую группу в поясе малых интрузий на периферии Раучанского прогиба. В виде мощных даек они рассекают массивы диоритов и гранодиоритов (Двух Цирков, Террасовый и др.), но также слагают многочисленные силлы и дайки в осадочных толщах. В частности, такие дайки широко развиты в бассейне р. Ичувеема. Минералогически и петрохимически эти породы очень близки к амфибол-биотитовым гранодиоритам и кварцевым диоритам, а в центральных частях наиболее мощных даек вообще почти не отличаются от пород, слагающих штоки и батолиты ранних фаз становления. Жильные породы обеих рассмотренных групп рассекают-

ся послеаптскими гранитами и метаморфизованы в их контактовых ореолах (Пырканайянский и Певекский массивы).

В обрамлении крупных вулканических полей апт-альбского возраста на периферии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, например, около Илирнейской впадины в бассейне р. Малого Анюя, широко распространены дайки андезитов и андезито-дацитов, петрографически очень близкие к подобным им породам из покровов. По возрасту эти дайки занимают промежуточное положение между гранодиорит-порфирами и пироксен-биотитовыми лампрофирами — одной из наиболее широко распространенных групп и повсеместно встречающихся жильных пород на Чукотке.

Лампрофиры рассекают в виде даек и силлов триасовые, меловые и палеозойские отложения, сопровождая гранитоиды обеих возрастных групп. Их абсолютный возраст (98±4 млн. лет) подтверждают геологические данные об образовании главной массы этих пород приблизительно в середине мела. Но они встречаются, кроме того, в тесной ассоциации с более древними жильными породами, сопутствуют гранитоидам разного возраста и имеют вулканические аналоги в виде пироксен-биотитовых трахитов, трахиандезитов и трахибазальтов, покровы которых неоднократно повторяются в разрезах вулканических полей, особенно в пределах вулканогенного пояса. Все это указывает на длительность формирования пироксен-биотитовых лампрофиров.

Наиболее позднюю группу жильных пород представляют граносиенит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, кварцевые микросиениты и альбититы. В распространении эти породы тесно связаны с пироксен-биотитовыми лампрофирами и образуют вместе с ними единые свиты даек, составные дайки, а иногда тонкие прожилки, не выходящие за пределы даек лампрофира. Они прослежены в пределах массива Двух Цирков, Коневаамского и Люпвеемского, на правобережье р. Малого Анюя, и в бассейне р. Ичувеем в районе Водораздельной интрузии. Почти всегда эти породы моложе лампрофиров, но отмечены случаи пересечения мезолитовых микросиенитов меланократовыми, близкими к лампрофирам. Повышенная щелочность этих пород сказывается не только в их химическом составе, но и в появлении иногда щелочных и полущелочных пироксенов и роговых обманок.

Гранитоидные, вулканогенные и жильные породы мелового возраста составляют единую петрохимическую ассоциацию щелочноземельного типа, для которой очень характерны высокие содержания щелочей в сравнительно основных породах и относительно высокое при этом содержание калия. В этом выражается монцонитоидный (трахидолеритовый) характер изверженных пород, что сказывается не только на химическом составе, но и на минеральных парагенезисах (калиевый полевой шпат с андезином и лабрадором, биотит с пироксеном и т. д.).

Повышенное количество щелочных металлов особенно заметно в породах средней основности. Так, если гранит Чукотской складчатой системы соответствует в среднем (по предварительным подсчетам В. И. Тимошенко и М. Л. Гельмана) обычному щелочноземельному граниту (SiO_2 72—74%, Al_2O_3 14—15%, CaO 1—2%, R_2O 7,5—8%), то состав пород, минералогически относящихся к кварцевым диоритам, отличается повышенным содержанием R_2O (4—5%), SiO_2 (60—64%), Al_2O_3 (17—18%), CaO (4—5%). Широко распространены породы, по основности тождественные гранодиориту (на Чукотке — 64—66%, Al_2O_3 15—16%, CaO 3—4%, R_2O 7,0—7,5%), но содержащие больше щелочей (7,5—8,0). Такие породы называют либо граносиенитами, либо адамеллитами.

Заметное преобладание калия над натрием и очень высокая концентрация калия обнаруживаются и в нефелиновых сиенитах Дежневского массива, что необычно для этого типа горных пород и эффектно

подчеркивает калиевый характер рассматриваемого комплекса. В предельном случае содержание K_2O в нефелиновых сиенитах достигает 10,88%, при этом Na_2O—1,62% (данные Н. И. Тихомирова, 1937). Такие количества щелочных металлов более свойственны псевдолейцитовым и лейцитовым породам.

Распределение малых элементов в меловых гранитоидах Чукотки и в родственных их породах изучено еще недостаточно. Однако, по материалам М. Л. Гельмана, И. А. Загрузиной, А. П. Милова и В. С. Иванова, может быть намечена группа элементов, содержание которых в самых разных породах часто повышены против кларков земной коры. Это литий, бериллий, хром, кобальт, никель, галлий, олово, молибден, серебро, ртуть, вольфрам и висмут. Литий, бериллий, олово, содержание которых, по-видимому, увеличивается от ранних фаз магматизма к поздним, указывают на редкометальную металлогеническую специализацию комплекса. Повышенное содержание хрома, кобальта, никеля, так же как и пониженное содержание стронция, является провинциальной особенностью гранитоидов Чукотской складчатой системы.

Меловые метаморфические явления в Чукотской складчатой системе имеют очень большое значение и, будучи тесно связанными со становлением гранитоидного комплекса, нередко приобретают не только контактовый, но и региональный характер. Особенно отчетливо это проявляется в раннюю фазу раннемелового магматизма. Намечается вертикальная зональность в явлениях регионального метаморфизма. В пределах палеозойского основания развиты породы амфиболитовой (вблизи раннемеловых гранитоидов) и эпидот-амфиболитовой (на удалении от них) фаций метаморфизма. Метаморфические породы здесь широко распространены и своим обликом напоминают докембрийские образования. Глубинные интрузивные залежи сопровождаются мигматитовыми полями.

В некоторых районах Центральной и Восточной Чукотки породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма подвергаются фельдшпатизации. Породы триасового возраста преобразуются в условиях фации зеленых сланцев; наиболее интенсивно в так называемых зонах смятия, протягивающихся на десятки километров при ширине в 5—10 *км*. В этих зонах осадочные породы превращаются в филлиты и хлорит-серицит-кварцевые сланцы с тонкосланцеватой или плойчатой текстурой. Вблизи гранитоидных массивов ранней фазы становления хлоритизированные и серицитизированные породы через узловатые сланцы постепенно сменяются роговиками (биотитовыми, андалузит-кордиеритовыми и др.). Меловые породы изменены, как правило, только в узких контактовых ореолах, где песчаники ороговикованы, эффузивы подвержены изменениям типа среднетемпературной пропилитизации, ороговикование эффузивов на контакте с массивами ранней фазы обнаруживается только в исключительно узких зонах, ширина которых, как правило, не превосходит нескольких метров, редко достигая десятков и первых сотен метров.

Граниты, относящиеся к середине мела, во всех фациях глубинности сопровождаются четкими ореолами роговиков, резко наложенными на более древние метаморфические породы. С чукотским гранитоидным комплексом связаны важнейшие полезные ископаемые складчатой области: золото (с интрузиями ранней фазы), олово и вольфрам (с интрузиями поздних фаз).

Чукотская провинция мезозойского гранитоидного магматизма занимает крайнее северо-восточное положение в обширной области распространения мезозойских гранитоидов Восточной Азии. Чукотские гранитоиды имеют многочисленные черты сходства с гранитоидами хребтов Улахан-Сись и Полоусного — на обеих территориях широко

распространены интрузивные тела пластинообразной и лакколитообразной формы, установлена тесная взаимосвязь гранитоидов и вулканических пород; в химическом и минеральном составе изверженных пород в обоих случаях ярко проявляется монцонитовая тенденция; в том и другом районе гранитоиды имеют преимущественно меловой возраст.

К сходным особенностям позднемезозойского магматизма Чукотского полуострова и районов бассейна верхнего течения рек Колымы и Индигирки может быть отнесено широкое распространение малых интрузий наряду с телами батолитового размера. Может быть намечено петрографическое сходство между породами гранодиоритового и диоритового состава. При сложной последовательности развития магматизма на обеих территориях обнаруживаются дайки, более древние, чем граниты. Однако имеются существенные отличия в форме и, вероятно, геологическом возрасте интрузивных массивов. На Чукотке, повидимому, преобладает гранодиоритовая формация и отсутствуют аналоги типичных представителей формации высокоглиноземистых гранитов, которым в верховьях р. Колымы принадлежит основной объем изверженных пород. Среднее содержание SiO_2 в гранитах Колымы (по данным В. И. Тимошенко и автора) составляет 74—76%. Характерно гораздо большее значение лампрофиров и вообще большая меланократовость горных пород, преобладание содержащих роговую обманку минеральных парагенезисов.

Качественные различия метаморфических процессов, происходивших в раннемеловую эпоху в разных структурных этажах Чукотской складчатой системы, позволяют и магматические образования этого возраста четко различать по фациям глубинности (от абиссальной, сопровождающейся амфиболитовой фацией метаморфизма и мигматитами, до субвулканической). В этом отношении Чукотская складчатая система заметно отличается от многих других территорий развития гранитоидного магматизма Восточной Азии и напоминает Невадский батолитовый пояс Америки, среди позднемезозойских интрузий которого А. Баддингтон [Buddington, 1959] различает граниты эпизоны и мезозоны. Эта особенность не может быть объяснена только различиями в эрозионном срезе и указывает на повышенный градиент температур и давлений, который должен был сохраняться на обширной площади Чукотского полуострова в период становления рассматриваемого гранитоидного комплекса.

В то же время непосредственного перехода Невадского батолитового пояса, протягивающегося из Калифорнии в южную часть Аляски и далее на Чукотку, не существует. Этот пояс расположен в эвгеосинклинальной области и отличается грандиозными размерами гранитных тел, их четко выраженной линейной формой, исключительно сложной и длительной историей формирования (до 10—12 интрузивных фаз) и особенностями состава пород. Батолит Берегового хребта и другие крупнейшие тела Невадского пояса расположены с «океанской» стороны кварц-диоритовой линии Мура (Moor e. a., 1961), т. е в их составе преобладают кварцевые диориты (а не гранодиориты). Кроме того, гранитоиды Берегового хребта относятся к натриевому типу, что сказывается на особенностях химического и модального минерального состава.

Если рассматривать Северо-Восток в целом, то с невадскими батолитами по формационным признакам могут быть сопоставлены только некоторые из тех крупных плутонов Охотско-Чукотского вулканического пояса, которые, как, например, Восточно-Тайгоносский массив, расположены на самой границе с Корякско-Камчатской складчатой областью. Эти гранитоиды, относящиеся к охотскому комплексу, прослеживаются от северных берегов Охотского моря до верховьев р. Ана-

дыря, но не пользуются сколько-нибудь широким развитием в центральных и восточных районах Чукотки.

С другой стороны, для большинства гранитоидов Северо-Востока Азии и Американского материка можно найти аналоги лишь в интрузивных телах поперечных рядов Монтаны. К области развития чукотских гранитоидов, по-видимому, можно присоединять лишь северные и центральные районы Аляски, где имеются редкие некрупные (до 200—300 $км^2$) интрузии мезозойских гранитоидов калиевого ряда. Дальнейшего продолжения в северные районы Канады эта провинция не имеет.

Таким образом, Чукотская складчатая система и Эскимосский массив составляют специфическую петрографическую провинцию распространения позднемезозойских гранитоидов со всеми особенностями истории развития магматизма, особым режимом температуры и давления (близким к американскому), особенностями петрохимии (в общем характерными для гранитоидов Восточной Азии) и металлогении. Появление щелочных пород калиевого ряда в жестких структурах Эскимосского массива на периферии провинции аналогично появлению химически очень сходных псевдолейцитовых пород на Алданском массиве, в обрамлении всей области развития гранитоидов Восточной Азии.

Поздневерхнемеловой комплекс. Интрузивные породы поздневерхнемелового возраста выделяются лишь в восточных районах Чукотской складчатой системы и в пределах крайней восточной оконечности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса — на территориях, примыкающих к зал. Креста. Эти образования, как и вмещающие их вулканические толщи, изучены еще недостаточно. Их в конце 50-х годов описали Ю. А. Борзаковский, М. А. Здзярская и другие.

Интрузивные породы прорывают вулканогенную толщу, включая ее самые верхние горизонты, но так как палеонтологическое обоснование позднемелового возраста вулканических пород еще недостаточно, представления о возрасте интрузий условны. В этих же районах развиты небольшие тела габбро и ультраосновных пород, которые могут быть сопоставлены с офиолитовыми комплексами Корякско-Камчатской зоны. Их образование нарушает закономерное развитие позднемеловых гранитоидов, как это видно, например, из описанной Ю. А. Борзаковским последовательности интрузий (от древних к молодым).

1. Серые биотит-роговообманковые кварцевые диориты и гранодиориты.
2. Розовые биотит-роговообманковые и биотитовые граниты.
3. Верлиты.
4. Оливиновые габбро, габбро-нориты, габбро-диориты.
5. Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты.
6. Субщелочные пегматоидные граниты с миаролитовыми пустотами.

Размеры интрузивных тел как ультраосновного, так и кислого состава невелики, площадь их выходов не превышает нескольких десятков и первых сотен квадратных километров.

Субщелочные граниты условно относятся к палеогену. Петрохимические особенности: малое содержание глинозема — 13—14% при довольно высоком содержании щелочей и кремнекислоты — сближают эти породы с верхнемеловыми — палеогеновыми гранитами на западном берегу зал. Шелихова (на юго-восточной стороне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в южных его районах). Кроме условно верхнемеловых ультраосновных пород Л. М. Шульц также описывает и нижнемеловые, секущие граниты раннемелового возраста. Проникновение ультраосновных пород в пределы провинции гранитоидного магматизма в восточных районах Чукотской складчатой системы имеет аналогию на Аляске [Byddington, 1959; Reizer, Lanpherea, Brosge, 1965]. На Чукотке массивы ультраосновных пород расположены на простирании

северо-восточных разломов, характерных для Корякского нагорья с его меловыми ультраосновными формациями, а в бассейне Юкона ультраосновные породы, расположенные неподалеку от выходов гранитоидов, составляют ряды, дугообразно изгибающиеся параллельно Южно-Аляскинскому поясу гипербазитов. Возможно, что сонахождение гранитов и ультраосновных пород, близких по возрасту, в пределах Эскимосского массива связано не только с территориальной близостью к провинциям ультраосновного магматизма, но и с жестким характером структуры.

ПОСТИНВЕРСИОННАЯ СТАДИЯ (ПАЛЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД)

Палеогеновые базальты слагают горизонтальнозалегающие покровы площадью в несколько десятков квадратных километров и мощностью 50—500 *м*.

Восточно-Чукотский комплекс. Как и в северной части Корякско-Камчатской складчатой области, на жестком массиве в восточной части Чукотского полуострова довольно широко распространены щелочные базальтоиды, более или менее условно относящиеся к плиоцен-четвертичному возрасту. Эти образования открыты М. И. Рабкиным [1954] и подробно описаны С. Г. Романовой в 1959 г. На Чукотском полуострове они составляют несколько изолированных потоков, приспособленных к рельефу местности. Лавовые потоки имеют длину до 10 *км* и мощность до 60 *м*. В их составе обнаружены лимбургиты, биотит-оливиновые, нефелиновые, лейцитовые и анальцимовые базальты. Эти субщелочные и щелочные породы соответствуют петрохимически лавам Восточно-Азиатской провинции, но отличаются от них, а также и от средних типов соответствующих пород подчеркнуто натриевым характером.

Моннинский комплекс. В верховьях р. Большого Анюя в обрамлении Яблонского срединного массива обнаружены трещинные потоки базальтов и небольшие стратовулканы, состоящие из базальтовых лав и туфов. Связь этих образований с разломами фиксируется очень четко как в их общем расположении вокруг северных и западных границ Яблонского массива, так и в ориентации трещинных потоков и в приуроченности вулканических центров к участкам пересечения разрывных нарушений. Четвертичный возраст подтверждается прекрасной сохранностью постройки Анюйского вулкана, расположенного в истоках р. Монни (правый приток Большого Анюя). Этот вулкан и сопровождающий его трещинный поток были открыты при наблюдениях с самолета и затем в 1953 г. подробно исследованы Е. К. Устиевым [1961]. Дальнейшие исследования комплекса проведены Г. К. Клещевым, М. Д. Часовитиным (1962), Ю. М. Довгалем и другими. Ими открыт на правом берегу р. Чимчемемель (левый приток Большого Анюя) несколько хуже сохранившийся вулкан Билибина, а также три небольших аппарата, сопровождающиеся потоками, в верховьях р. Алучин.

Вулканический поток Монни приспособлен к самым молодым элементам рельефа одноименной долины, не залесен и практически неэродирован. Базальты Алучинского потока также четко приурочены к долине этой реки, но прорезаны ее современным руслом и служат основанием террасы 15-метрового уровня. По-видимому, они несколько более древние, чем моннинские. Несмотря на отсутствие радиохронологических данных, считается, что возраст Анюйского вулкана и трещинного потока Монни измеряется несколькими сотнями лет.

Алучинский и Моннинский трещинные потоки вытянуты вдоль одноименных долин, первый на 70 *км*, второй на 52 *км* при ширине 2—4 *км*. Мощность подробнее изученного потока Монни в среднем составляет 30 *м*. Поверхность потоков состоит из волнистых канатных лав, у краев большое значение приобретают глыбовые лавы. Аппараты

центрального типа представляют собой небольшие стратовулканы высотой в первые сотни метров. Они построены чередующимися лавами и туфами базальтов и сопровождаются потоками длиной 3—12 *км*.

Четвертичные оливиновые базальты очень свежие, стекловатые, отличаются повышенной щелочностью и, в частности, относительно высоким содержанием калия. Это тоже типичные для Восточно-Азиатской провинции лавы, но они отличаются от лав вулкана Балаган-Тас в Северо-Восточной Якутии и от других четвертичных базальтов тем, что их щелочность не находит явного отражения в минеральном составе.

МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотская складчатая область располагается к югу от Селенгино-Яблоновой области поздних протерозоид и Становой протерозойской области, отделяется от них крупным Монголо-Охотским глубинным разломом. Эта протяженная складчатая область на востоке продолжается до Охотского моря, а в западном направлении — в пределы Монгольской Народной Республики. По времени и характеру развития отдельных частей области ее следует разделить на две части: Монголо-Забайкальское звено и Амуро-Охотское звено [Геологическое строение северо-западной части ТПП, 1966], разделенные узким пережимом близ устья р. Шилки — Аникинским «порогом».

Монголо-Забайкальское звено (рис. 1-6) отличается от Амуро-Охотского более ранним завершением геосинклинального режима и меньшей активностью мезозойских движений. Есть некоторые отличия и в магматизме. Поэтому описание магматизма дано раздельно по первому и второму звеньям. Однако есть еще различие также и между западной и восточной частями Монголо-Забайкальского звена, заключающееся в том, что нижний структурный ярус на западе (Агинская зона — верховья р. Чикоя) имеет возрастной интервал девон — нижний триас, а на востоке девон — нижний карбон. Отсюда и разница в возрасте магматизма, приуроченного к частным инверсионным перестройкам.

По характеру магматизма сопоставляются между собой кырынский комплекс триасового возраста на западе с ундинским комплексом карбонового возраста на востоке.

В стадию всеобщей средне-позднеюрской инверсии и консолидации территории в характере магматизма сходства больше, если не всегда по составу и металлогенической характеристике, то по времени проявления интрузивного и эффузивного магматизма. При этом некоторые оттенки различия в магматизме, очевидно, являются следствием разницы в истории геологического развития. Юрский морской прогиб не распространялся на запад, где на месте его продолжения намечаются только две локальные впадины, выполненные континентальными отложениями юры. Следовательно, в западной зоне магматизм развивался в условиях более жестких структур.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СТАДИИ

Вулканизм геосинклинального типа (спилит-кератофировая и спилит-диабазовая формации) проявился в девоне и раннем карбоне только на западном и восточном флангах региона — в Удско-Шантарском и Хэнтейско-Забайкальском прогибах. В остальных прогибах геосинклинальной области и ее ближайшем обрамлении процессы среднепалеозойского вулканизма не получили распространения. Здесь эти об-

разования, располагаясь локально, резко отличаются от вулканогенных пород мобильных геосинклинальных зон и представлены постгеосинклинальными часто наземными излияниями андезит-липаритовой формации.

В Удско-Шантарском прогибе наиболее мощные покровы эффузивных образований приурочены к нижней части шантарской серии девона-нижнего карбона. Представлены они диабазами, диабазовыми порфиритами, андезитовыми порфиритами. Покровы основного и среднего состава сопровождаются туфопирокластическими производными. В сочетании с кремнисто-терригенными и обильными кремнистыми породами эти эффузивы образуют весьма характерную ассоциацию. Диабазовые порфириты согласно новейшим данным слагают бóльшую часть объема нижних свит серии (свиты мысов Радужный, Топазный мощностью до 5000 *м*). Немалое распространение андезитовые и диабазовые порфириты имеют и в более высоких стратифицированных подразделениях девона Шантар и Тугурского полуострова, слагая отдельные пачки среди песчаников и сланцев свит мысов Горбатый, Внутренний, а также в ландгольской и верхнелюкойской свитах.

В Хантайско-Забайкальском прогибе (западное звено Монголо-Охотской области) среднепалеозойские вулканиты ассоциируют с кремнисто-терригенными толщами хангайской и хэнтейской серий (Монголия), низов ингодинской серии (Западное Забайкалье), а также с усть-борзинской и ундургинской свитами девона и уртуйской свитой нижнего карбона (Восточное Забайкалье, Агинская структурно-формационная зона).

Распределены эффузивные образования в разрезах названных серий и свит весьма неравномерно. Закономерным является резкое возрастание количественной роли эффузивов в низах серий на уровнях нижнего девона (усть-борзинская свита, нижние толщи хангайской серии) и в визе — низах среднего карбона (киркунская свита ингодинской серии; уртуйская свита). Роль вулканогенных пород на всех уровнях резко сокращается с удалением от зон региональных разломов длительного развития (краевых разломов).

Вулканогенные породы рассматриваемых геосинклинальных прогибов Монголии и Забайкалья сходны с вулканогенными образованиями Удско-Шантарского прогиба, но более разнообразны по составу. В девоне наряду с преобладающими порфиритовыми подводными лавами и их туфопирокластическими производными (Хангай, Хэнтей, районы Улан-Батора, Соловьевска) известны кварц-кератофировые (альбитофировые) лавы и спилиты. Породы спилит-кератофировой группы (вместе с порфиритами) образуют многочисленные горизонты (свыше 30% суммарного объема) в усть-бозинской свите девона, формировавшейся в зоне краевого глубинного разлома на сочленении Хэнтейско-Забайкальского прогиба геосинклинальной системы с пригеосинклинальными элементами ее обрамления.

Принадлежность к спилит-кератофировому ряду помимо общих текстурных и минералогических признаков подтверждается повышенной щелочностью этих пород (Шилин, 1960; Амантов, Зорина, 1960).

Аналогичные вариации состава эффузивов свойственны и более высоким уровням среднего палеозоя Хэнтейско-Забайкальского прогиба. В раннем карбоне диабазы и диабазовые порфириты широко распространены в киркунской толще Зачикойской горной страны. С покровами здесь нередко сочетаются силлы и межпластовые залежи мощностью до 800 *м*. В зоне Киркунского разлома покровные и силловые разности, резко доминируя над осадочными породами, образуют самостоятельную диабазовую субформацию. По описаниям В. П. Краснова, В. А. Амантова и других исследователей региона, для них характерна сильная альбитизация и зеленокаменное изменение, неравномерно

охватывающее как микроофитовую, так и микролитовую основную массу пород.

В монгольской части Хэнтейско-Забайкальского прогиба андезитовые порфириты, альбитизированные диабазовые порфириты и их туфы описаны в девонских кремнисто-терригенных толщах хэнтейской и хангайской серий. Узкие линейно вытянутые зоны их развития прослеживаются с перерывами вдоль южных склонов Хэнтейского и Хангайского нагорий от государственной границы СССР и МНР (Соловьевск) и далее по левобережью р. Тола-Гол до верховьев р. Байдаригин-Гол на многие сотни километров. В количественном отношении проявления эффузивов в обеих названных сериях заметно уступают киркунской и усть-борзинской свитам.

К упомянутым вначале структурно-формационным зонам, лишенным вулканизма, принадлежит Зейский прогиб, охватывающий бассейн р. Газимура (Восточное Забайкалье), Верхнее Приамурье и бассейн р. Зеи. Процессы постгеосинклинального и наземного вулканизма проявились в наложенных прогибах Буреинского массива, а также в активизированных блоках байкалид ближайшего северного обрамления Монголо-Охотской области.

В Зейском прогибе эпизодические проявления вулканизма в виде горизонтов туфов среднего и кислого состава описаны только в силурийских отложениях норской серии (бассейн р. Норы), *но исчезают из* разрезов на всех уровнях среднего палеозоя в остальных стратифицированных комплексах прогиба.

В наложенных прогибах Буреинского и Аргунского массивов, где *среднепалеозойский вулканизм начинает приобретать черты наземного* — «субсеквентного», типичны туфопирокласты и эффузивы кислого состава (липаритовая формация). Эти образования играют весьма небольшую роль в девонских прогибах Буреинского массива, но в позднем девоне и раннем карбоне местами приобретают значительное распространение. Туфы липаритовых и кварцевых порфиров составляют, в частности, большую (верхнюю?) часть ключевской свиты нижнего карбона Приаргунья (левобережье р. Аргунь). К тому же формационному типу, по-видимому, следует причислить и верхнедевонскую вулканогенную молассу (туфопесчаники, туфы липаритов, дацитовые порфиры, липаритовые порфиры), описанную в последние годы В. А. Варламовым и Г. В. Котляр на северо-западе Агинской зоны Забайкалья. Пространственно эти эффузивы, проявившиеся в зоне Монголо-Охотского линеамента, занимают пограничное положение между геосинклинальными прогибами системы и структурными элементами северного ее обрамления.

Непосредственно в северном обрамлении Монголо-Охотских геосинклинальных прогибов девонские вулканогенные образования доказаны только для территории Северной и Центральной Монголии — вблизи их тупикового окончания и затухания. По данным ряда исследователей (В. А. Благонравов, Л. П. Зоненштейн, В. А. Амантов и другие), эти образования представлены здесь типичной наземной андезитовой формацией местами со значительной ролью кислых эффузивов: *липаритовых порфиров, туфов (андезит-липаритовая субформация).* Вулканогенные покровы часто сопряжены с грубокластическими континентальными осадками (конгломератами, туффитами), образуя в сочетании с последними вулканогенную молассу. Мощность вулканогенных покровов и вулканогенной молассы девона Северной Монголии вследствие сильного размыва верхних частей не установлена. Видимые мощности варьируют от 200—300 (г. Хара-Гол) до 1000—1200 *м* (бассейн р. Селенги).

Краткий обзор размещения различных типов вулканогенных образований среднего палеозоя Монголо-Охотской области свидетельствует

о связи их со сложным зонально-блоковым строением территории. Даже в наиболее мобильных прогибах вулканогенные образования развиты локально в виде узких вулканических цепей (зон) вдоль полостей конседиментационных разломов. Главные магмоконтролирующие разломы геосинклинальных прогибов часто тяготеют к южному флангу системы либо размещаются непосредственно по границе с краевыми выступами обрамления (Усть-Борзинский и Уртуйско-Соловьевский разломы Восточного Забайкалья, Кумылская зона разломов Зачикойской горной страны, Восточно-Хангайский разлом Хэнтейского нагорья МНР и др.). На примерах структурно-тектонических элементов Центрального и Восточного Забайкалья намечается связь вулканических образований повышенной основности (диабазовые порфириты, диабазы, спилиты) с наиболее опущенными блоками (зоны внутренних конседиментационных разломов). В зоне менее глубоких краевых разломов наряду с вулканитами среднего и основного состава характерно появление кисло-щелочных лав (альбитофиров Восточно-Агинской зоны). К сожалению, эти выводы не являются бесспорными в связи с неполнотой материалов по химизму эффузивов данного региона.

Зоны слабо проявленного вулканизма охватывают широкие изометричные (не линейные) блоковые погружения Буреинского и Аргунского массивов. Эти блоковые структуры разобщают геосинклинальные прогибы западного и восточного звеньев Монголо-Охотской области.

Пригеосинклинальный андезитовый и андезит-липаритовый вулканизм активизированных блоков обрамления* системы сходен с вулканизмом близких по стилю развития «малоподвижных» блоков — геоантиклинальных зон Джунгаро-Балхашской геосинклинали, с вулканизмом Омолонского массива Северо-Востока СССР.

МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЕ ЗВЕНО

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ

СТАДИЯ ЧАСТНОЙ ИНВЕРСИИ (ТРИАС)

Кыринский комплекс умеренно кислых гранитоидов распространен в западной зоне Монголо-Охотской складчатой области (к западу от Восточно-Агинского палеозойского прогиба). Гранитоиды комплекса в этой зоне преобладают над всеми другими породами.

Кыринский комплекс выделен Н. И. Тихомировым в начале 50-х годов для района бассейнов рек Кыры, Былыры и Тарбальджея, где породы комплекса прорывают отложения, датированные как средний карбон — нижняя пермь и нижний триас. Сходные интрузивные образования под названием «даурского» комплекса еще ранее изучал Ю. П. Деньгин в соседнем к западу районе Зачикойской тайги. Однако Ю. П. Деньгин приписывал этим интрузиям каменноугольный возраст, что позднейшими исследованиями не подтвердилось, и большая часть интрузивов даурского комплекса оказалась полным аналогом кыринского как по возрасту, так и по составу. Вследствие этого название «даурский» постепенно вышло из употребления.

Однако вопрос о возможности нахождения позднепалеозойских интрузивов, главным образом вдоль северо-западной границы Монголо-Охотской области, не снимается. Можно допустить, что объем кыринского комплекса нами несколько преувеличен. Такого мнения всегда придерживался А. Д. Щеглов [1966]. К такому же выводу пришла

---

* Под обрамлением понимаются малоподвижные блоки, разделяющие геосинклинальные области или системы — элементы с геоантиклинальными тенденциями развития, начиная с позднего докембрия — раннего кембрия. — *Авт.*

в последнее время Л. А. Козубова. Но, к сожалению, приводимые ею геологические обоснования допускают различную их интерпретацию, а данные определения абсолютного возраста противоречивы.

Кроме Ю. П. Деньгина и Н. И. Тихомирова породы кыринского комплекса изучали Г. И. Стальнов (1927), П. И. Налетов и Е. П. Бессолицин (1947), Н. С. Валицкая, В. М. Сергиевский, Т. И. Кудинова, Е. В. Беляков, В. В. Старченко, В. П. Краснов и другие.

Нижняя возрастная граница кыринского комплекса определяется прорыванием отложений раннего триаса, а верхняя — налеганием на его породах конгломератов и эффузивов поздней юры. Абсолютный *возраст комплекса, определенный калий-аргоновым методом по био*титу (табл. II-2), за исключением анализа 6, сделанного по мусковиту,

Таблица II-2

Абсолютный возраст мезозойских магматических пород Забайкалья

Номер пробы	Интрузивный комплекс	Порода	Возраст		Место взятия, автор коллекций, год сбора
			млн. лет	геологический	
463	Кыринский	Кварцевый диорит	182	T	р. Жидкомыл, А. Н. Ефимов, 1957
350	„	Гранодиорит биотит-роговообманковый	187	T	р. Букукун, Н. И. Тихомиров, 1958
1005	„	То же	188	T	р. Иля, Ж. Н. Рудакова, 1958
302	„	Гранодиорит	191	T	Хамара-Тыринский массив, Н. И. Тихомиров, 1957
498	„	Кварцевый диорит	197	T	р. Кука, А. Н. Ефимов, 1957
326	Без названия	Пегматит, биотит мусковитовый	190	Mz	р. Менза, Ж. Н. Рудакова, 1959
377-А	То же	То же	193	Mz	р. Менза, Ж. Н. Рудакова, 1960
3	„	Гранит биотитовый	202	Mz	18 км к югу от ст. Могоча, О. В. Шакин, 1959
297	„	То же	210	Mz	р. Хилкотой, Ж. Н. Рудакова, 1959

лежит в пределах 182—210 млн. лет. Учитывая, что породы кыринского комплекса прорваны сохондинским и харалгинским комплексами, на которых лежат отложения поздней юры, наиболее вероятным возрастом кыринского комплекса нужно считать середину триаса.

Вмещающими породами кыринского интрузивного комплекса являются осадочные породы, менее распространенные, чем интрузивные. Эти отложения, имеющие возраст от раннего девона до раннего триаса, представлены переслаиванием филлитов, песчаников, алевролитов. При этом в толщах нижнего — среднего карбона появляются прослои яшм и зеленокаменных пород, а в нижнетриасовых толщах филлиты сменяют более слабо метаморфизованные породы — глинистые сланцы. Все эти образования собраны в складки северо-восточного простирания, частью близкого к широтному, с крутыми углами падения.

Массивы кыринского комплекса обладают размерами до 50× ×150 *км* при довольно сложных очертаниях, имеют вытянутость в северо-восточном, реже широтном и северо-западном направлениях. Геологические наблюдения и некоторые данные геофизики свидетельству-

ют о плитообразной форме некоторых массивов кыринского комплекса, секущих вмещающие породы. Для структуры массивов чрезвычайно характерны пологопадающие или горизонтальные дайки аплитов.

Выделяют четыре фазы комплекса [Интрузивные комплексы Забайкалья, 1964]. Первая, имеющая ничтожное распространение, представлена кварцевыми диоритами, диоритами и габбро-диоритами. Вторая фаза состоит из гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов. Для них характерно постоянное присутствие роговой обманки и значительные колебания минерального состава в следующих пределах: плагиоклаз 35—45, кварц 5—30, калиевый полевой шпат 5—10, биотит 5—15, роговая обманка 1—15%. Состав плагиоклаза изменяется от № 18—20 по периферии зерен до № 40—45 в ядре.

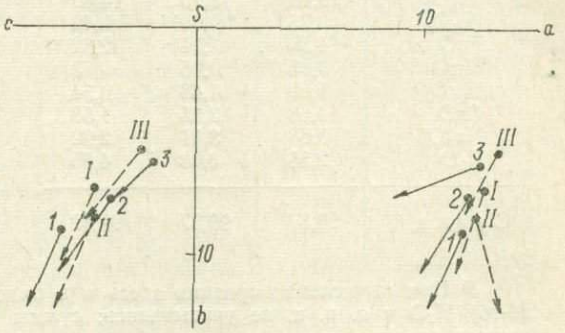


Рис. II-2. Петрохимическая диаграмма химических составов гранитоидов кыринского комплекса.

1 — кварцевые диориты; *2* — гранодиориты; *3* — граниты.

Средние типы пород по Р. Дэли: I — диорит (включая кварцевый диорит); *II* — гранодиорит; *III* — гранит.

Для третьей фазы характерны биотитовые, частью роговообманково-биотитовые гранодиориты и андезиновые граниты. Гранодиориты местами переходят в кварцевые диориты. Минеральный состав пород третьей фазы: плагиоклаз 20—40, калиевый полевой шпат 20—30, кварц 25—30, биотит 5—10 и роговая обманка не более 5%. Породы третьей фазы отличаются от пород второй более кислым составом и незначительным количеством роговой обманки.

Породы четвертой фазы свидетельствуют о дальнейшем увеличении кислотности. Главное место занимают лейкократовые и биотитовые гранодиориты, частью андезиновые граниты, а также граниты нормального состава. По минеральному составу они близки к породам третьей фазы, но роль калиевого полевого шпата в них выше, а роговая обманка почти не встречается.

Жильные породы представлены преимущественно аплитами, а также лейкократовыми и биотитовыми мелкозернистыми гранитами и гранодиоритами, а в более поздний этап — лампрофирами, диорит-порфиритами и гранодиорит-порфирами.

Жильные породы кыринского комплекса составляют главным образом аплиты, мелкозернистые, часто порфировидные граниты и гранодиориты. Они выполняют преимущественно пологопадающие трещины, очень характерные для кыринского комплекса. Трещины с крутыми углами падения выполнены более поздними дайками, менее распространенными лампрофирами, диорит-порфиритами, гранодиорит-порфирами.

Согласно схеме классификации химических составов изверженных горных пород А. Н. Заварицкого все породы кыринского комплекса (табл. II-3, рис. II-2) относятся к классу 2 (пересыщенных кремнеземом). При этом кварцевые диориты и гранодиориты относятся к группе 5 (бедных щелочами), а граниты к группе 3 (богатых щелочами). Средние составы всех трех групп пород пересыщены глиноземом, чем и отличаются гранодиориты кыринского комплекса от среднего гранодиорита по Р. Дэли.

В породах кыринского комплекса постоянно присутствуют Ti, V, Zr, Cu, Pb, Ca, Y, Ba, Be; спорадически отмечаются, притом в ничтожных количествах, Ni, Co, Cr, Sn (табл. II-4).

Таблица II-3

Средний химический состав * и числовая характеристика гранитоидов кыринского комплекса

Окислы	1**	2	3	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1	2	3
SiO_2	62,93	68,18	71,98	*a*	12,0	12,0	12,7
TiO_2	0,58	0,41	0,28	*c*	5,7	3,6	1,8
Al_2O_3	17,48	15,75	14,40	*b*	8,9	7,5	5,9
Fe_2O_3	0,75	0,60	0,42	*s*	73,4	78,9	79,6
FeO	4,58	3,11	2,62	*a'*	12,4	21,5	38,2
MnO	0,05	0,05	0,03	*f'*	55,1	45,5	46,2
MgO	1,69	1,48	0,54	*m'*	32,5	33,0	14,6
CaO	4,63	3,05	1,58	*n*	68,0	56,8	49,0
Na_2O	3,63	3,11	2,92	φ	6,2	7,1	13,5
K_2O	2,55	3,63	4,65	*t*	0,7	0,4	0,2
				Q	17,1	28,2	32,0
Сумма	98,87	99,37	99,42	*a/c*	3,1	3,3	10,5

* При вычислении средних здесь и в ряде других таблиц (№ II-7, II-8, II-11—II-16) H_2O и п. п. п. не учитывались; суммы даны за вычетом этих данных химического анализа.

** Номер анализа: 1 — кварцевые диориты (среднее из 3 анализов); 2 — граноднориты (среднее из 20 анализов); 3 — граниты (среднее из 9 анализов).

Таблица II-4

Среднее содержание элементов-примесей в интрузивных породах кыринского, сохондинского и харалгинского комплексов

Элементы	Кыринский комплекс	*K**	Сохондинский комплекс	*K**	Харалгинский комплекс	*K**
Mn	0,026	1	0,087	1	0,024	1
Ni	0,0004	0,3	0,002	1	—	—
Co	0,0007	0,3	0,001	1	—	—
Ti	0,1	1	0,5	1	0,5	1
V	0,009	0,9	0,01	1	0,003	0,7
Cr	0,002	0,2	0,008	0,8	—	—
W	—	—	—	—	0,02	0,1
Zr	0,02	1	0,02	1	0,02	1
Nb	—	—	—	—	0,003	0,3
Cu	0,001	0,8	0,001	1	0,001	0,7
Pb	0,001	0,9	0,01	1	0,002	0,9
Sn	сл.	0,5	—	—	0,005	0,4
Ga	0,003	1	0,006	1	0,003	1
Y	0,001	0,9	0,001	1	0,005	0,8
La	0,01	0,3	0,01	0,1	0,02	0,5
Sr	0,01	0,4	0,1	1	0,01	0,4
Ba	0,02	0,9	0,1	1	0,02	0,7
Li	—	—	—	—	0,009	0,1
Be	0,001	0,9	0,001	1	0,001	0,9
Кол-во анализов	40		6		67	

* $K = \frac{\text{кол-во проб, содержащих данный элемент}}{\text{кол-во анализированных проб}}$

Контактовый метаморфизм и песчанико-сланцевых пород, и филлитов различного возраста проявился в образовании пятнистых узловатых роговиков и инъекционных сланцев. С внедрением пород третьей и четвертой фаз связан калиевый метасоматоз, являющийся самым ранним проявлением постмагматических процессов. Особенно интенсивно он проявился в породах четвертой фазы. Пегматитовый процесс в связи с кыринским комплексом проявлен слабо. Кварцевые жилы, приуроченные к разломам, распространены неравномерно. Они только изредка имеют слабую минерализацию, выраженную главным образом наличием арсенопирита.

Мышьяковая минерализация, связанная с кыринским комплексом, проявилась широко, но почти нигде нет промышленных концентраций. Широко распространен в кварцевых жилах и молибденит, но исключительно в виде очень убогой вкрапленности в жильном кварце. Многие кварцевые жилы обнаруживают слабую золотоносность, которая в крайне редких случаях приближается к промышленной, нигде ее не достигая.

Внедрение кыринского комплекса сопровождалось общим поднятием территории, происходившим в триасе, и расколами, по которым поднималась магма. Она имела гранодиоритовый состав и обладала высокой активностью, вступая во взаимодействие с вмещающими породами. При этом происходили их мигматизация и гранитизация. Эти процессы постепенно ослабевали от более ранних к более поздним фазам внедрения. Одновременно шло и увеличение кислотности, завершившееся внедрением гранитов нормального состава с некоторыми отклонениями к гранодиориту.

Кыринский комплекс является представителем гранит-гранодиоритовой формации средних стадий развития и обладает следующими типичными чертами: породы комплекса в среднем относятся к гранитоидам умеренно кислого ряда; граниты нормального состава в нем почти отсутствуют; почти во всех породах комплекса, за исключением самых кислых, плагиоклаз представлен в ядре андезином и во внешней части — олигоклазом, иногда с альбитовой оторочкой.

СТАДИЯ ОБЩЕЙ ИНВЕРСИИ И КОНСОЛИДАЦИИ (СРЕДНЯЯ ЮРА — РАННИЙ МЕЛ)

Средне-позднеюрский вулканизм Даурской зоны. В Даурской зоне широко развиты эффузивные и эффузивно-интрузивные формации мезозойского возраста, сосредоточенные в полосе северо-восточного направления, приуроченной к Даурскому хребту и бассейнам рек Чикоя, Ингоды, Былыры, Онона и Оленгуя.

Эффузивные и эффузивно-интрузивные формации в современном эрозионном срезе локализованы в отдельных изолированных вулканических полях, площади которых обычно не превышают 200—300 $км^2$, редко достигая 500—600 $км^2$. Территория, занятая породами этих формаций, достигает 5000 $км^2$. Наиболее крупные вулканические районы: Алтано-Кыринско-Бырцинский, Тарбальджейский, Салбартуй-Акшинский, Ононский, Урейский, Алханайский, Верхне-, Средне- и Нижнеоленгуйский и др.

Среди вулканических образований Даурской зоны в зависимости от возраста, условий образования и петрохимических особенностей выделяются три вулканические свиты (комплекса), в возрастной последовательности: 1) сохондинский субвулканический комплекс средней (?) юры, в котором широко проявлены субвулканические образования среднего (преимущественно диоритового и гранодиоритового) состава и, в меньшей мере, покровы дацитов; 2) джаргалантуйская вулканогенная свита поздней (?) юры — сложный экструзивно-эффузивный комплекс

пород преимущественно субщелочного, а также кислого состава, с подчиненным количеством пирокластических образований; 3) бырцинская свита поздней юры — раннего мела — андезито-липаритовый комплекс пород, в котором широко проявлены наземные излияния лав среднего — основного состава и преимущественно пирокластические образования кислого (липаритового) состава. С толщей липаритового состава бырцинской свиты, по-видимому, комагматичен харалгинский интрузивный комплекс, с которым генетически связывается все редкометальное оруденение района.

Сохондинский субвулканический комплекс. Породы, объединяемые в этот комплекс, распространены в междуречье Онона и Былыры, в гольцах Сохондо и Хонин-Чулун, в междуречье Онона и Оленгуя. Они слагают ряд разобщенных участков, иногда значительных размеров (до 600 *км*^{2} в районе Итиглинских гольцов), размеры отдельных изолированных вулканических аппаратов не превышают 10—15 *км*^{2}.

Породы комплекса слагают в разной степени эродированные вулканические аппараты центрального типа, представленные в эрозионном срезе преимущественно субвулканическими и гипабиссальными фациями (см. рис. II-3). В плане они часто имеют изометричную или округлую форму, изредка сохраняется и характерная для вулканов центрального типа наземная вулканическая постройка конусовидной формы.

В наиболее сложнодифференцированных вулканических аппаратах выделяется до 5 последовательных интрузивных фаз (по данным Е. А. Белякова, Н. Н. Чабана, 1959 г.) в возрастной последовательности: 1) гранодиорит-порфиры; 2) дацитовые порфиры; 3) диоритовые порфириты; 4) роговообманково-биотитовые гранит-порфиры; 5) дациты.

Небольшие по размерам некки и жерловины имеют зональное строение; в эндоконтактовых зонах распространены вулканические (эруптивные) брекчии, состоящие из тонкокристаллической, стекловатой или туфовой основной массы, насыщенной угловатыми обломками вмещающих пород и вкрапленников полевых шпатов и кварца; центральные части таких аппаратов слагаются полнокристаллическими и более равномернозернистыми гранодиорит-порфирами и дацитами. Значительно эродированные вулканы и субвулканические некки сложены гранодиоритами и гранодиорит-порфирами.*

Нижняя возрастная граница комплекса определяется интрузивными контактами дацитов и гранодиорит-порфиров с отложениями нижнего триаса и гранитоидами кыринского интрузивного комплекса, возраст которого считается триасовым.

Галька дацитов, дацитовых порфиров и гранодиорит-порфиров комплекса содержится в конгломератах средне-верхнеюрской букунской свиты в Букукунской впадине.

На основании этих фактов возраст комплекса в настоящее время может быть датирован как среднеюрский.

Джаргалантуйская вулканогенная свита. Породы свиты слагают многочисленные вулканические поля в междуречье Онона и Былыры, в бассейне р. Оленгуя, в хр. Даурском и по бортам Урейской, Ононской, Оленгуйской депрессий.

Площади отдельных вулканических полей достигают 200—350 *км*^{2}, они разобщены значительными пространствами, сложенными гранитоидами и осадочными толщами палеозоя. Можно предполагать, что в прошлом вулканические породы занимали гораздо большие площади, а к настоящему времени сильно эродированы. Общая площадь, занятая породами свиты, не менее 2000 *км*^{2}.

---

* В состав сохондинского комплекса в настоящее время мы включаем и довольно крупные интрузивы гипабиссального типа, сложенные гранодиоритами. — *Прим. ред.*

Свита включает преимущественно разнообразные порфиры субщелочного и щелочного состава: трахидациты, трахилипариты, трахиты, граносиенит-порфиры, а также дациты, кварцевые и кварцсодержащие порфиры и в подчиненном количестве пирокластические образования субщелочного и кислого состава. В свите преобладают фации покровов, экструзий и субвулканических интрузий.

В бассейне р. Джаргалантуя — левого притока р. Онона (откуда эта свита в 1957—1958 гг. получила название), по В. В. Старченко, наблюдается следующий разрез (снизу вверх): 1) трахидациты и дацитовые порфиры (преимущественно субвулканические образования, экструзии, редко покровы). По данным бурения мощность покровов этой группы пород достигает 200—250 *м*; 2) пачка пемзовых туфов и туфобрекчий трахитов; мощность не менее 50 *м*; 3) выше, часто непосредственно на субвулканических образованиях пород первой группы, залегают покровы флюидальных трахитовых, трахилипаритовых, трахидацитовых порфиров; мощность до 200 *м*. Мощность всей толщи по разрезу достигает 500 *м*, толщина покрова в этом вулканическом поле, по геофизическим данным, 500—600 *м*.

В обширном Среднеоленгуйском вулканическом поле, по данным Е. В. Барабашева, Н. А. Трущевой (1963), джаргалантуйская свита расчленяется на три толщи (снизу вверх): 1) толща эффузивов кислого состава, представленных фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми и кварцсодержащими порфирами; мощность 150—180 *м*; 2) толща эффузивов субщелочного состава, представленных субщелочными кварцевыми и кварцсодержащими порфирами, трахитами и ортофирами; мощность до 200 *м*; 3) толща эффузивов кислого состава; мощность 100 *м*. Она, возможно, принадлежит уже к более молодой бырцинской свите. Общая мощность свиты 400—500 *м*.

В бассейне р. Оленгуя, по данным И. Н. Фомина, В. И. Бурба (1964), свита сложена преимущественно субщелочными кварцсодержащими порфирами и ортофирами и имеет мощность не менее 500 *м*.

Некоторые геологи выделяют в разрезе свиты толщу пород среднего — основного состава, но, по-видимому, в большинстве случаев эти породы принадлежат к более молодой бырцинской свите.

Эффузивы джаргалантуйской свиты залегают на терригенных отложениях харюлгатинской свиты ранне-среднеюрского возраста в левом борту Ингодинской депрессии (по данным Е. В. Барабашева, Н. А. Трущевой, 1963) и несогласно перекрываются эффузивами среднего, основного и кислого состава бырцинской свиты в междуречье Акши и Онона. Галька эффузивов щелочного состава встречается в конгломератах нижнего мела в Ононской депрессии. На основании этих данных возраст джаргалантуйской свиты в настоящее время определяется как позднеюрский.

Бырцинская вулканогенная свита. Вулканогенные образования этой свиты широко распространены на всей территории Даурской зоны в междуречье Онона и Былыры, Онона и Оленгуя, Оленгуя и Ингоды. Они встречаются как в краевых частях депрессий (Алтано-Кыринской, Ононской, Былыринской), так и на водоразделах и хребтах. В настоящее время покровы этой свиты сильно эродированы и слагают отдельные изолированные поля. Размеры отдельных вулканических полей обычно составляют несколько десятков квадратных километров, редко достигают 100—200 *км*^{2} (до 350 *км*^{2} в Нижнеоленгуйском вулканическом поле). На многих геологических картах эти отложения часто включаются в джаргалантуйскую свиту.

Несмотря на разобщенность вулканических полей на большой территории Даурской зоны, разрез свиты характеризуется большим постоянством с определенной последовательностью извержений лав и пирокластов.

В начальную стадию вулканизма происходило излияние лав андезито-базальтов и андезитов, за которыми следовали извержения вулканических продуктов преимущественно кислого (липаритового) состава: туфолав (игнимбритов), кристаллокластических и пепловых туфов и реже лав.

В свите преобладают эффузивные и пирокластические фации, а также широко проявлены небольшие по величине вулканические аппараты (многократные экструзии или жерловины, некки, купола) и субвулканические интрузии и дайки. Обычно не отмечается переслаивания, перемежаемости продуктов вулканизма кислого и среднего — ос-

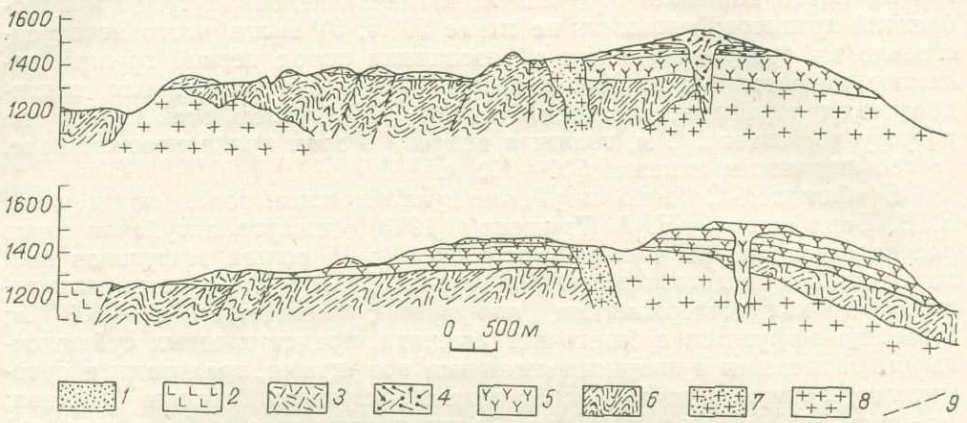


Рис. II-3. Схематический разрез строения вулкана в верховьях р. Бырцы (составил Л. А. Козюренок).

1 — четвертичные отложения. *Бырцинская свита: 2* — базальты, андезито-базальты, андезиты, *3* — липариты и их туфы, *4* — фельзитовые породы, трахилипариты, туфы; *5* — сохондинский комплекс (дациты и их туфы); *6* — пермские отложения (алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, гравелиты); *7* — харалгинский комплекс (гранит-порфиры, кварцевые порфиры); *8* — кыринский комплекс (гранодиориты и граниты); *9* — разломы.

новного состава; эти породы в большинстве разрезов слагают обособленные пачки.

В Салбартуй-Акшинском вулканическом поле, в междуречье Акши и Онона, свита имеет следующий разрез (снизу вверх): 1) толща переслаивания покровов андезитов с туфопесчаниками, туфоконгломератами и туффитами: в основании толщи залегает пачка базальных конгломератов, обладающая мощностью не менее 10 *м*; мощность толщи достигает 100 *м*; 2) толща вулканических пород кислого (липаритового) состава; в основании ее залегают туфопесчаники, туфобрекчии, пепловые туфы, а выше — мощная пачка туфолав (игнимбритов) липаритов; мощность ее до 300—350 *м*.

В Алтано-Кыринской депрессии и в бассейне р. Бырцы (рис. II-3), откуда свита получила свое название, вулканические породы липаритового состава имеют ограниченное распространение и мощность их не превышает 100—150 *м*, но широко проявлены и занимают значительные площади покровы андезито-базальтов и андезитов, общая мощность которых не менее 400—500 *м*.

В зоне былыринских разломов в бассейне р. Былыры (рис. II-4) покровы этой свиты значительно эродированы, но и здесь разрезы сходны с приведенными выше разрезами; сходные разрезы отмечаются в южной и северной частях Ононской депресии, в районе горы Алханай (по данным Е. В. Барабашева и др., 1962), в бассейне р. Оленгуя (по данным И. Н. Фомина, В. И. Бурбы, 1964). Мощность свиты в этих районах 150—300 *м*.

Постмагматические процессы в связи с излияниями эффузивов бырцинской свиты проявляются главным образом в низкотемпературной аргиллизации, и в разных фациях по-разному.

В вулканических аппаратах сложного строения процессы аргиллизации очень интенсивны и охватывают всю массу пород, превращенных в агрегат гидрослюд, каолинита, монтмориллонита, цеолитов. В контактовых зонах некков, субвулканических интрузий и даек эти процессы проявлены менее интенсивно и обычно отмечается окремнение и карбо-

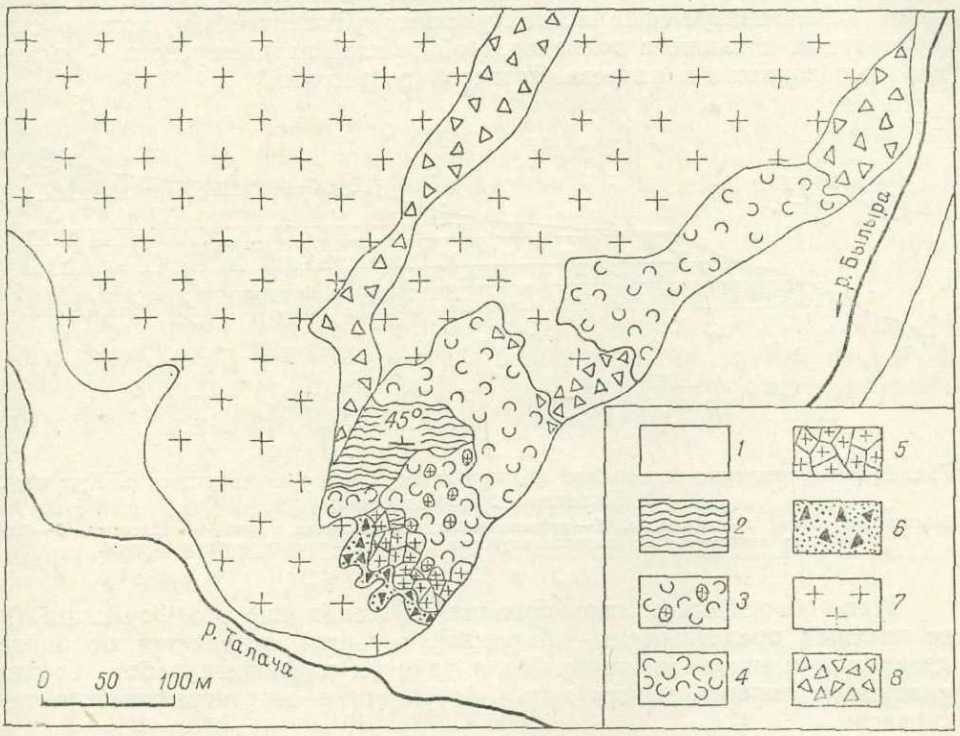


Рис. II-4. Жерловина «Кулинда» в среднем течении р. Былыры.

1 — четвертичные отложения; J_3—Cr_1 — бырцинская свита: *2* — поток лавобрекчий липарита; жерловая фация: *3* — вулканическая брекчия липаритов с обломками гранитов, *4* — липариты и их туфы, *5* — инъекции фельзитов в гранитах, *6* — брекчия жерловая; *7* — кыринский комплекс: крупнозернистый порфировидный гранит, *8* — тектоническая брекчия.

натизация. В покровах кислых эффузивах и туфов аргиллизация нередко имеет площадное распространение, и в этих случаях природа ее бывает неясна, так как продукты сольфатарной деятельности и девитрификации туфов и лав во многих случаях неразличимы.

Покровы бырцинской свиты залегают на размытой поверхности осадочных отложений нижнего триаса, интрузивов кыринского комплекса, а также эффузивов и экструзий джаргалантуйской свиты (рис. II-5). Пирокластические породы и лавы андезитов и андезитобазальтов нижней толщи бырцинской свиты слагают верхнюю часть разреза осадочной толщи в Букукунской впадине, а возраст этой толщи (букукунской свиты) по находкам флоры определяется как средне-позднеюрский.

В среднем течении р. Былыры в туфоалевролитах, залегающих в основании разреза верхней (липаритовой) толщи бырцинской свиты, в 1961 г. геологом О. В. Шакиным найдены отпечатки Insecta отряд Plecoptera (веснянки), возможно, семейство Pteronarcydae. По заключению О. М. Мартыновой, эта форма не известна в отложениях древнее верхнеюрских.

Верхняя возрастная граница свиты устанавливается по находкам галек андезитов, липаритов, а также халцедоновидного кварца, в конгломератах фаунистически охарактеризованных отложений нижнего мела в Ононской и Алтано-Кыринской депрессиях. На основании этих фактов возраст бырцинской свиты в настоящее время определяется как позднеюрский — раннемеловой.

Ассоциация вулканических пород, объединенных в бырцинской свите, принадлежит к андезит-липаритовой формации, широко распространенной в Юго-Восточном Забайкалье. Бырцинская свита довольно четко параллелизуется с абагайтуйским вулканическим комплексом Приаргунья, а также с вулканогенной толщей позднеюрского — раннемелового возраста в разрезе Оловской депрессии.

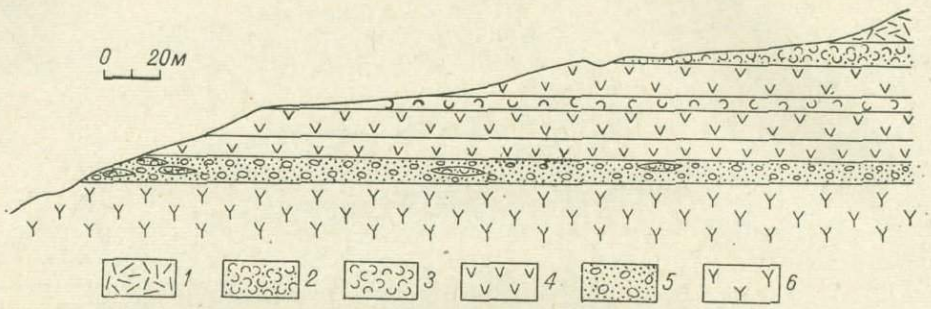


Рис. II-5. Соотношение бырцинской и джаргалантуйской свит (верховье р. Курулги). Составил Л. А. Козюренок.

Бырцинская свита: *1* — липариты, *2* — туфопесчаники, *3* — пепловые туфы, *4* — андезиты, *5* — базальные конгломераты; джаргалантуйская свита: *6* — трахидациты и дациты.

При геологическом картировании не всегда еще эта формация (и ее частный представитель — бырцинская свита) отделяется от более древних вулканических толщ. Но в районах детальных работ всегда удается установить между этими формациями стратиграфическое несогласие.

Перед формированием андезит-липаритовой формации в вулканической деятельности отмечается перерыв, по-видимому, значительный, сопровождавшийся интенсивной эрозией более древних вулканических толщ. Затем происходит резкая смена характера вулканизма: покровы и экструзии пород субщелочного и щелочного состава джаргалантуйской свиты резко сменяются излияниями лав андезитов и андезито-базальтов бырцинской свиты.

Установление значительного стратиграфического перерыва между джаргалантуйской и бырцинской вулканическими свитами, возможно, позволит уточнить возрастное положение некоторых интрузивных комплексов и, в частности, харалгинского интрузивного комплекса, с которым связано оловянное оруденение района [Тихомиров, 1960]. На некоторых геологических картах Даурской зоны гранитоиды харалгинского комплекса изображаются в качестве более древних по отношению ко всем вулканическим образованиям джаргалантуйской и бырцинской свит. Однако автором установлено, что все разновидности типичных харалгинских гранитов (гранитов Харалгинской интрузии — стратотипа харалгинского интрузивного комплекса) прорывают и оказывают метаморфическое воздействие на вулканические породы, принадлежащие к джаргалантуйской свите. Флюидальные лавы пересекаются жилами-апофизами гранитов и превращены в кварц-полевошпат-биотитовые роговики, часто с сохранением реликтовой флюидальной текстуры.

Гипсометрический уровень кровли Харалгинской интрузии в контакте ее с покровом эффузивов джаргалантуйской свиты сохраняется на значительной площади, что, возможно, в какой-то мере явилось причиной ошибки геологов Читинского управления (Е. А. Беляков, Н. Н. Чабан, 1960—1963), считающих этот контакт стратиграфическим.

Возрастные соотношения гранитоидов харалгинского комплекса с породами андезит-липаритовой формации (бырцинской свитой) пока не вполне установлены.

Высказывались предположения о комагматичности кислых эффузивов, закартированнных под названием «джаргалантуйской» и частью «бырцинской» свит, с гранитоидами харалгинского комплекса (Н. И. Тихомиров, 1965). В частности, к харалгинскому комплексу, по его мнению, следует относить липариты пади Бырцы. Липариты этого типа, по нашим данным, широко распространены в верхней толще бырцинской свиты во всех разрезах в междуречье Онона и Былыры.

Петрохимические особенности вулканических пород. Для характеристики петрохимических особенностей пород использованы немногочисленные результаты анализов, приведенные в геологических отчетах Читинского геологического управления, имеющих точную привязку, и анализы собранных нами проб.

Химические составы дацитов сохондинского субвулканического комплекса имеют тесное сходство со средним типом дацитов по р. Дэли, лишь несущественно отличаются от него большей величиной параметра *a* вследствие повышенного содержания калия (табл. II-5).

Таблица II-5

Средний химический состав и числовая характеристика субвулканических и эффузивных пород Даурской зоны

Окислы	1*	2	3	4	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4
SiO_2	66,00	69,70	59,20	75,47	*a*	13,4	17,4	12,6	12,6
TiO_2	0,50	0,35	1,10	0,15	*c*	4,0	0,9	6,0	0,5
Al_2O_3	16,00	15,68	17,90	12,80	*b*	7,6	4,1	11,1	5,4
Fe_2O_3	1,10	1,35	5,10	0,95	*s*	75,0	77,6	70,3	81,5
FeO	3,81	1,30	2,10	1,80	*a'*	—	29,5	—	48,2
MnO	0,06	0,07	0,50	0,02	*f'*	60,7	55,7	63,3	44,6
MgO	1,60	0,35	2,30	0,25	*m'*	35,7	14,6	36,1	7,2
CaO	3,45	0,80	4,90	0,46	*c'*	3,5	—	0,6	—
Na_2O	3,75	4,05	3,30	2,45	*n*	61,1	49,6	58,4	40,2
K_2O	3,59	6,20	3,50	5,50	*t*	0,4	0,4	1,4	0,1
P_2O_5	0,14	0,15	0,10	0,15	φ	12,5	26,2	40,5	14,4
					Q	+19,2	+19,5	+10,6	+37,3
					a/c	3,3	19,3	2,1	25,5
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,0					

* Номер анализа: 1 — дациты сохондинского субвулканического комплекса (среднее из 4 анализов); 2 — субщелочные порфиры джаргалантуйской свиты (среднее из 4 анализов); 3 — андезиты бырцинской свиты (среднее из 3 анализов); 4 — липариты бырцинской свиты (среднее из 7 анализов).

Бóльшая часть пород субщелочного и кислого состава джаргалантуйской и бырцинской свит принадлежит к ряду пересыщенных глиноземом. На диаграмме А. Н. Заварицкого эти породы располагаются в двух обособленных полях, фигуративные точки которых отличаются главным образом величиной характеристики *a* (рис. II-6). Довольно

резко выделяется поле пород субщелочного состава джаргалантуйской свиты ($a=15\div19$) и поле пород кислого состава липаритов бырцинской свиты ($a=11\div14$).

Значительная часть пород джаргалантуйской свиты относится к богатому щелочами ряду, для них характерна общая повышенная щелочность, и фигуративные точки этих пород располагаются вблизи точки щелочного гранита и даже трахита (по Р. Дэли). Общее содержание щелочей в них колеблется от 9,5 до 11,0 вес. %, а содержание калия в 1,5, реже в 2 раза превышает содержание натрия.

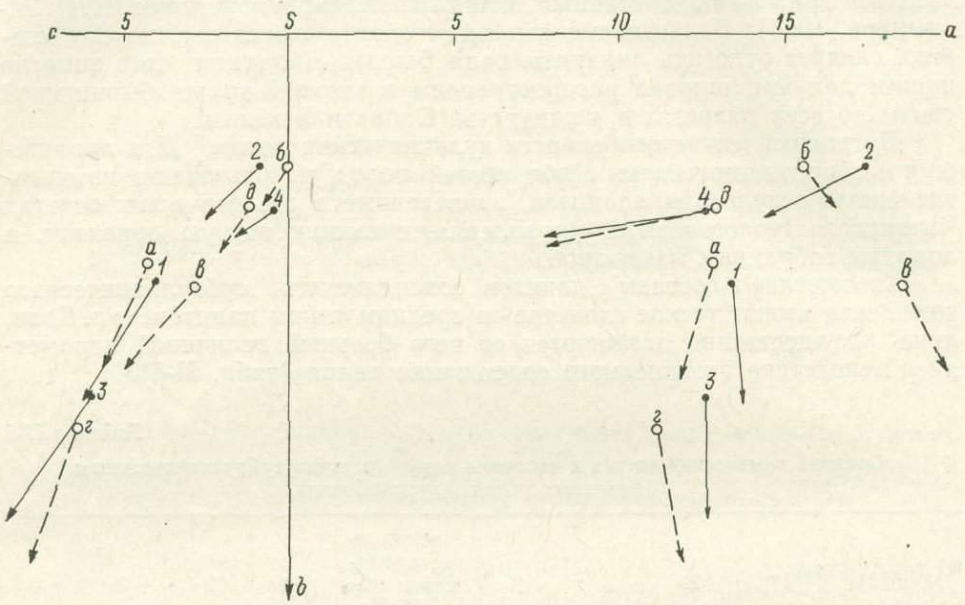


Рис. II-6. Петрохимическая диаграмма мезозойских субвулканических и эффузивных пород Даурской зоны.

Средние типы по Р. Дэли: а — дацит; *б* — щелочной гранит; *в* — трахит; *г* — андезит; *д* — липарит.

Химические составы пород кислого ряда бырцинской свиты (андезит-липаритовой формации) очень близки к среднему типу липарит-кварцевого порфира по Р. Дэли. Сумма щелочей в липаритах этой свиты обычно близка к 8% (колеблется от 7 до 8%, редко достигая 8,5%). По сумме щелочей эти составы близки к среднему составу риолитовой породы, полученной М. Х. Батти [1963] при статистическом изучении 268 химических анализов свежих риолитовых пород. Но в липаритах бырцинской свиты отмечается резкое превышение содержания калия над натрием, обычно не менее чем в 2, иногда в 3 раза.

Породы кислого и субщелочного состава обеих свит часто отличаются от средних типов соответствующих пород повышенным значением отношений a/c, что, как правило, обусловлено пониженным значением характеристики c. В минеральном составе пород эта особенность проявляется преобладанием щелочных полевых шпатов.

Химические составы андезитов бырцинской свиты близки соответствующим типам пород по Р. Дэли и отличаются от среднего типа андезита лишь большей величиной характеристики a, что обусловлено повышенным содержанием в них калия (3,5 против 2,04% в андезите по Р. Дэли).

О содержании элементов-примесей в эффузивах джаргалантуйской свиты дает представление табл. II-6.

Таблица II-6

Результаты спектрального анализа эффузивов джаргалантуйской свиты (J_3)

Элементы	%	*K**	Кол-во анализов	Элементы	%	*K**	Кол-во анализов
Ba	0,062	0,8	23	La	0,013	0,1	23
Be	0,0012	1,0	23	Cd	—	0,0	23
Sc	0,0001	0,1	23	Ag	0,0013	0,1	23
Ga	0,008	1,0	23	Cu	0,0011	1,0	23
W	—	0,0	23	Y	0,024	1,0	23
Nb	0,0024	0,7	23	Yb	0,0009	0,9	23
In	—	0,0	23	Zn	0,002	0,1	23
Bi	—	0,0	23	Pb	0,0037	1,0	23
V	0,0025	0,5	23	Ni	0,0003	0,3	23
Mo	—	0,0	23	Zr	0,036	1,0	23
Sn	0,0079	0,5	23	Co	0,0001	0,1	23
Ce	0,026	0,1	21	Zr	0,023	0,9	23
Li	0,035	0,1	20				

* $K = \frac{\text{количество проб, содержащих данный элемент}}{\text{количество анализированных проб}}$

Сохондинский комплекс. Сложный сохондинский магматический комплекс представлен двумя типами пород: 1) эффузивно-субвулканическими и 2) интрузивными. Объединение этих пород в один комплекс нельзя считать строго бесспорным. Однако возрастная и территориальная их близость, а также общие петрохимические черты свидетельствуют об их родстве. Почти все породы комплекса относятся к ряду умеренно кислых гранитоидов, в среднем гранодиоритового состава с отклонениями к гранитам и граносиенитам.

Эффузивная часть комплекса описана выше. Здесь дается только краткая характеристика интрузивных пород. Об этих породах стало известно в 1958—1959 гг., когда А. Н. Ефимов и С. М. Прохорова выделили гранодиориты, кварцевые диориты, граносиениты, предположительно отнесенные ими к юрскому возрасту. Почти одновременно Е. В. Барабашев, Н. А. Трущова и некоторые другие геологи тождественные по составу и возрасту породы объединили в сохондинский комплекс.

Интрузивы комплекса располагаются вдоль скрытого разлома по западной окраине Агинского верхнепалеозойского прогиба. Они образуют полосу, вытянутую с север-северо-востока на юг-юго-запад и несколько дугообразно изгибающуюся в направлении к юго-западу. На продолжении этого направления, после перерыва на территории бассейнов рек Кыры и Былыры, породы данного типа вновь появляются в районе горы Сохондо.

Возраст интрузивных пород комплекса определяется довольно приближенно. Так, известны пересечения пород кыринского комплекса и залегающих на них мезозойских эффузивов дайкообразными телами сохондинского комплекса. На размытой поверхности пород сохондинского комплекса налегают эффузивы поздней юры.

Породами, вмещающими интрузивы сохондинского комплекса, являются в основном гранитоиды кыринского комплекса и песчанико-сланцевые толщи среднего палеозоя. Интрузивы сохондинского комплекса залегают чаще всего в виде штоков и небольших массивов, которые, однако, часто имеют значительную вытянутость вдоль разломов, достигающую в отдельных случаях многих километров в длину при ширине 10—15 *км*.

Внедрение пород происходило в три фазы: 1) кварцевые диориты и кварцевые сиениты; 2) порфировидные гранодиориты и граниты; 3) диорит-порфириты, сиенит-порфиры, кварцевые порфиры. Наиболее распространены породы второй фазы. Породы первой фазы располагаются в краевых частях массивов и чаще всего образуют крупные ксе-

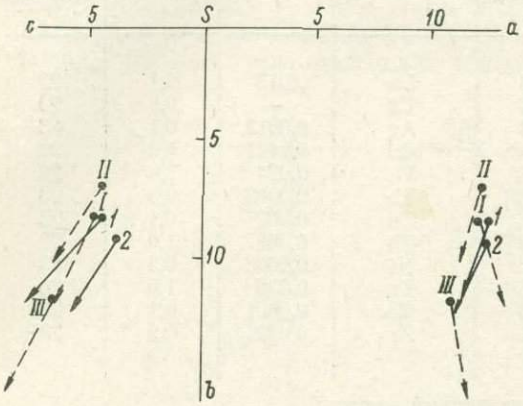


Рис. II-7. Петрохимическая диаграмма пород сохондинского комплекса.
1 — гранодиориты; *2* — эффузивы.
Средние типы пород по Р. Дэли: I — гранодиорит; *II* — дацит; *III* — андезит.

Таблица II-7

Средний химический состав и числовая характеристика пород сохондинского комплекса

Окислы	1*	2	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1	2
SiO_2	64,46	65,44	*a*	12,8	12,6
TiO_2	0,63	0,59	*c*	4,4	3,7
Al_2O_3	16,85	16,17	*b*	8,5	9,3
Fe_2O_3	1,22	2,25	*s*	74,3	74,4
FeO	3,44	3,26	*a'*	13,1	14,7
MnO	0,11	0,07	*f'*	50,4	53,7
MgO	1,86	1,76	*m'*	36,5	31,6
CaO	3,65	3,09	*n*	59,1	62,3
Na_2O	3,39	3,64	*φ*	11,3	20,4
K_2O	3,63	3,37	*t*	0,7	0,7
			Q	18,6	19,9
Сумма . . .	99,24	99,64	*a/c*	44	34

* Номер анализа: 1 — гранодиориты (среднее из 10 анализов); 2 — эффузивы (среднее из 16 анализов).

нолиты, захваченные породой второй фазы. Породы третьей фазы залегают в виде тел жилообразной формы.

Интрузивные породы сохондинского комплекса обладают колеблющимся минеральным составом, при котором меняются лишь количественные соотношения одних и тех же минералов в следующих пределах, %: плагиоклаз (№ 28—40) 25—60, калиевый полевой шпат 20—50, кварц 5—25, роговая обманка 0—10, биотит 4—10, пироксен (авгит и гиперстен) 0—10.

По петрохимическому составу (табл. II-7, рис. II-7) гранодиориты сохондинского комплекса довольно близки к гранодиоритам кырин-

ского комплекса и к среднему гранодиориту по Дэли. От последнего отличаются пересыщенностью глиноземом. По схеме классификации А. Н. Заварицкого сохондинские гранодиориты относятся к классу 2 (пересыщенных кремнеземом), группе 4 (умеренно богатых щелочами). Эффузивно-субвулканические породы по химическому составу почти тождественны гранодиоритам, отличаются несколько более низким содержанием щелочей, соответствующим группе 5 (бедных щелочами). Гранодиориты сохондинского комплекса имеют большое сходство с гранодиоритами кыринского комплекса, отличаются от них только меньшим параметром a' и Q. Близки они и среднему гранодиориту по Р. Дэли, от которого отличаются некоторой пересыщенностью глиноземом.

По составу элементов-примесей породы сохондинского комплекса сходны с породами кыринского. Отличие заключается в более высокой концентрации почти всех элементов (см. табл. II-4) в породах сохондинского комплекса.

Породы сохондинского комплекса в большей части контактируют с интрузивными породами, и в этих случаях процессы контактового воздействия проявились слабо. В контакте с песчанико-сланцевыми породами интрузивы комплекса образуют роговики.

С породами сохондинского комплекса связаны некоторые рудопроявления золота и молибдена. Породы комплекса имеют сложный генезис. В большинстве случаев они довольно отчетливо приурочены к разломам. При этом Е. А. Беляковым наблюдались постепенные переходы от интрузивных фаций к эффузивным, что и дает основание считать этот комплекс в основном субвулканическим.

Харалгинский комплекс. Интрузивы комплекса распространены в юго-западной части палеозойско-мезозойской зоны и в срединных антиклинорных поднятиях. Таким образом, ареалы распространения харалгинского и кыринского комплексов совпадают, но по количеству интрузивов и их размерам магматические образования харалгинского комплекса уступают кыринскому.

К северо-востоку на продолжении той же палеозойско-мезозойской зоны, начиная с Восточно-Агинского палеозойского прогиба, имеет распространение кукульбейский комплекс, являющийся аналогом харалгинского комплекса.

Харалгинский комплекс получил название по месторождению одного из массивов в бассейне р. Харалги (Харамы). Несколько позднее, главным образом по данным работ Ж. Н. Рудаковой, сходные интрузивы, распространенные в Зачикойской тайге и объединявшиеся ранее в самостоятельный асакан-шумиловский комплекс, в настоящее время рассматриваются в составе харалгинского.

Возраст харалгинского комплекса определяется прорыванием им пород кыринского и сохондинского комплексов, а также кислых эффузивов джаргалантуйской свиты, с которыми они, по-видимому, близки по возрасту и комагматичны. Имеется несколько определений абсолютного возраста начала 50-х годов, сделанных тогда без изотопного анализа [Тихомиров, 1960]. По этим данным возраст харалгинского комплекса лежит в пределах 150—110 млн. лет, в среднем 135 млн. лет. Многочисленные определения более позднего времени, сделанные в лабораториях ВСЕГЕИ и Читинского геологического управления в количестве 26, показывают колебания возраста в пределах 210—112, в среднем 156 млн. лет.

Породами, вмещающими харалгинский комплекс, служат более ранние мезозойские гранитоиды, частью песчанико-сланцевые толщи палеозойского возраста или раннего триаса, а также эффузивы юры.

Породы харалгинского комплекса отличаются целым рядом геолого-структурных, минералого-петрографических и геохимических особен-

ностей, в соответствии с глубиной их образования. По степени различия этих особенностей и с учетом всех имеющихся данных стратиграфического метода определения глубины становления оказалось возможным выделить следующие группы магматических образований: среднеглубинные, гипабиссальные, приповерхностные интрузивы, а также эффузивы (последние рассмотрены в составе бырцинской свиты).

Среднеглубинные интрузивы — крупные с пологими контактами массивы, имеющие эродированные поверхности в несколько сотен квадратных километров, сложены слабопорфировидными и равномернозернистыми гранитами. Эндоконтактовые разности представлены мелкозернистыми порфировидными гранитами, реже гранит-порфирами и гибридными породами (роговообманково-биотитовыми гранитами). Экзоконтактовые изменения вмещающих пород в связи с интрузиями этих гранитов проявляются в образовании широкого (до нескольких километров) ореола кварц-биотитовых с андалузитом роговиков и реже роговиков, инъецированных гранитом, напоминающих мигматиты. Ксенолиты вмещающих пород интенсивно гранитизированы. Со среднеглубинными интрузиями связаны многочисленные дайки аплитовидных и мелкозернистых порфировидных гранитов, а также пегматитовые жилы большой мощности, слагающие обширные поля.

Гипабиссальные интрузии — наиболее распространенные магматические образования харалгинского комплекса. Они представлены штоками порфировидных гранитов и гранит-порфиров, обнажающихся на площади в несколько десятков квадратных километров, с крутыми и частично пологими контактами. Эндоконтактовые их части сложены гранит-порфирами и фельзитами. Ксенолиты вмещающих пород интенсивно ороговикованы. В зонах экзоконтакта развиты кварц-биотитовые и кварц-серицитовые роговики. Ширина контактовых ореолов не превышает нескольких сотен метров. С интрузивами этой группы связаны немногочисленные дайки гранит-порфиров и фельзит-порфиров; очень редко встречаются маломощные пегматитовые жилы; характерна тесная связь с эффузивами как в пространстве, так и во времени.

Приповерхностные тела гранит-порфиров и кварцевых порфиров имеют сложную форму или форму некка; площадь их в эрозионном срезе не превышает 2,5 *км*^{2}. Эндоконтактовые изменения пород не наблюдались. Ксенолиты вмещающих пород слабо ороговикованы и имеют остроугольную форму. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород, выражающиеся в слабом ороговиковании, прослеживаются в пределах нескольких десятков метров. Приповерхностные штоки редко сопровождаются единичными дайками. Установлена генетическая связь с эффузивами.

Точные расчеты глубины формирования интрузивов харалгинского комплекса в условиях Забайкалья, с его складчато-глыбовой тектоникой и значительной эродированностью вмещающих толщ, весьма затруднительны. К настоящему времени удалось установить лишь, что среднеглубинные интрузивы сформировались на глубине около 3—5 *км*, гипабиссальные — не менее 1 *км*, а приповерхностные — не менее 0,2—0,6 *км*.

Среднеглубинные породы обладают среднезернистой структурой, которая только в апикальных частях сменяется иногда порфировидной. Породы гипабиссальной группы в главной части представлены гранит-порфирами, которые иногда у контактов сменяются фельзит-порфирами. Приповерхностные и экструзивные тела сложены гранит-порфирами и кварцевыми порфирами. Минеральный состав гранитов среднеглубинной группы: калиевый полевой шпат 35—45, кварц 30—40, плагиоклаз (№ 8—27) 20—30, биотит 2—5%.

Граниты гипабиссальной группы изучал Е. А. Беляков, различающий среди них две фазы. К первой он относит штоки, имеющие площадь выхода до 20 *км*^{2}, и дайки, иногда достигающие 15 *км* в длину, сложенные сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами, гранит-порфирами, лейкократовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами. Минеральный состав их, как и структура, подвержены значительным колебаниям. Содержание калиевого полевого шпата в гранитах и гранит-порфирах составляет около 45% и в сиенит-порфирах — до 70%. Содержание плагиоклаза достигает 30%, кварца — от 5 в сиенит-порфирах до 35% в гранитах, биотита — от 1—2 в лейкократовых гранитах и до 10% в сиенит-порфирах. Содержание роговой обманки в тех породах, где она имеется, достигает 3—4%. Состав плагиоклаза изменяется от № 12—16 в лейкократовых гранитах до № 22—24 в роговообманково-биотитовых гранитах, гранит-порфирах и граносиенит-порфирах.

Ко второй фазе, по Е. А. Белякову, относятся более крупные штоки (Харалгинский, Буреинский), измеряемые десятками квадратных километров. Изменчивость структуры слагающих их пород менее контрастна: от равномернозернистых гранитов до гранит-порфиров. Минеральный состав пород второй фазы: калиевый полевой шпат (40—45%), плагиоклаз (15—85%), кварц (28—40%), биотит (0,5—7%). В некоторых случаях еще отмечается роговая обманка в количестве не более 2%. Плагиоклаз в большей части имеет состав № 6—8, но в некоторых случаях достигает № 20.

Интрузивные и экструзивные кварцевые порфиры, наиболее вероятно, являются их фацией, но возможно и самостоятельной фазой.

Глубина формирования гранитоидов харалгинского комплекса почти не оказывает влияния на их количественный минеральный состав. Замечено лишь, что с уменьшением глубины становления породы несколько увеличивается содержание биотита. С глубиной меняется степень упорядоченности калиевых полевых шпатов и плагиоклаза. Наиболее упорядочены полевые шпаты среднеглубинных гранитоидов, а наименее — приповерхностных и эффузивных пород.

Для всех пород комплекса характерно постоянное наличие в составе их тяжелых фракций повышенных содержаний монацита, касситерита и флюорита. С уменьшением глубины формирования пород акцессорные минералы, магнетит и ильменит постепенно сменяются пиритом, арсенопиритом и гематитом.

По классификации химических составов А. Н. Заварицкого как граниты, так и гранит-порфиры харалгинского комплекса относятся к классу 2 пересыщенных кремнеземом (табл. II-8, рис. II-8), группе 3 богатых щелочами. При этом в весовых количествах калий всюду преобладает над натрием, хотя молекулярные их содержания почти равны. По сравнению со средним гранитом по Р. Дэли харалгинский гранит и гранит-порфир отличаются большей пересыщенностью глиноземом, а к среднему кварцевому порфиру по Дэли очень близок средний харалгинский гранит-порфир.

Харалгинский комплекс по содержанию элементов-примесей (табл. II-4) отличается повышенным содержанием лития, а в биотитах — ниобия, олова и бериллия.

С изменением глубины происходит закономерное изменение и некоторых геохимических параметров. Так, в малоглубинных гранитоидах и в эффузивах, по сравнению со среднеглубинными гранитами, возрастает степень окисленности железа, а отношения Mn/Fe, Ti/Fe и K/Rb снижаются (табл. II-9). Содержание олова в породах тем выше, чем на меньшей глубине кристаллизовалась порода.

С харалгинским комплексом связаны все крупные месторождения олова, часть вольфрамовых, а также других редких металлов.

Таблица II-8

Средний химический состав и числовая характеристика пород харалгинского комплекса

Окислы	1*	2	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1	2
SiO_2	75,09	73,37	*a*	12,9	13,3
TiO_2	0,11	0,17	*c*	0,8	1,2
Al_2O_3	13,55	14,11	*b*	4,8	5,0
Fe_2O_3	0,61	0,81	*s*	81,5	80,5
FeO	1,37	1,41	*a'*	54,0	46,8
MnO	0,08	0,03	*f'*	36,5	37,7
MgO	0,30	0,52	*m'*	9,5	15,5
CaO	0,76	0,97	*n*	50,5	51,4
Na_2O	3,14	3,17	*φ*	10,1	13,0
K_2O	4,63	4,62	*t*	0,07	0,2
			Q	36,4	33,2
Сумма . . .	99,64	99,18	*a/c*	16,1	11,0

* Номер анализа: 1 — границы (среднее из 22 анализов); 2 — гранит-порфиры (среднее из 19 анализов).

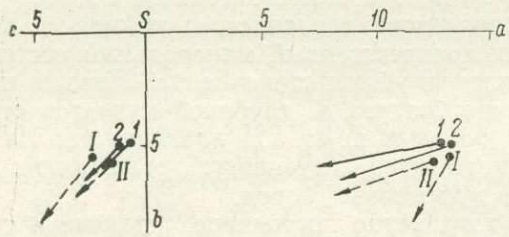


Рис. II-8. Петрохимическая диаграмма пород харалгинского комплекса.
1 — граниты; 2 — гранит-порфиры. Средние типы пород по Р. Дэли: I — гранит всех периодов; II—кварцевый порфир.

Таблица II-9

Некоторые геохимические параметры пород харалгинского комплекса

Группы магматических образований	$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}+Fe^{3+}}$	$\frac{Mn}{Fe}$	100 Ti/Fe	10^6 Tl/K	K/Rb
Среднеглубинные интрузивы	0,30	0,030	9,9	45	179
Гипабиссальные интрузивы	0,45	0,015	4,7	65	165
Приповерхностные интрузивы	0,50	0,018	5,4	Не опр.	Не опр.
Эффузивы	0,55	0,015	Не опр.	„ „	„ „

Внедрение магмы происходило вдоль разломов преимущественно северо-восточного простирания, иногда в местах пересечения с разломами иных направлений. Становление интрузий происходило в приповерхностных условиях, частью в среднеглубинных, что привело к появлению разнообразных фаций — от гранитов до гранит-порфиров и кварцевых порфиров, по-видимому иногда переходящих в эффузивы.

Харалгинский комплекс относится к формации гранитов и лейкократовых гранитов поздних стадий. В числе его характерных особен-

ностей нужно считать наличие интрузий разной глубинности вплоть до приповерхностных, переходящих в эффузивы; кислый характер пород с резко выраженной пересыщенностью глиноземом и повышенной щелочностью с преобладанием калия над натрием в весовых количествах, в молекулярных — одинаковых; повышенное содержание касситерита и флюорита в тяжелой фракции; оловоносность и вольфрамоносность.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ

ВЫСТУПЫ ДРЕВНЕГО ФУНДАМЕНТА (РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ)

Газимурский комплекс. Интрузивные тела комплекса имеют сравнительно небольшое распространение и залегают главным образом в северо-восточной (газимурской) части палеозойско-мезозойской зоны. Небольшие тела комплекса известны в Аргунском массиве, хотя и в малом количестве.

Впервые комплекс выделен Н. В. Шталь в 1955 г. для территории бассейна р. Газимура. К этому комплексу отнесены граниты, гранодиориты и кварцевые диориты Газимурского массива, а также гранитоиды Улятуйского и Теленгуйского массивов. Однако Улятуйский и Теленгуйский массивы в настоящее время нами рассматриваются в составе ундинского комплекса (см. ниже).

Возраст газимурского комплекса определяется весьма приближенно, преимущественно по косвенным признакам. Так, замечается пространственная ассоциация гранитоидов данного комплекса с наиболее древними породами, относимыми к позднему протерозою. Сами гранитоиды обладают гнейсовидным обликом, несвойственным позднепалеозойским интрузивам ундинского комплекса. В экзоконтактовых зонах развиваются мигматиты, которые также характерны для древних интрузий. Кроме того, гранитоиды газимурского комплекса прорываются гранитами урулюнгуйского комплекса (Кутомарский массив), который всеми исследователями считается раннепалеозойским. Отсюда возраст газимурского комплекса не может быть моложе раннего палеозоя, хотя Н. В. Шталь, Д. М. Шилин, И. Н. Тихомиров и другие относили его к позднему палеозою.

Породы, вмещающие интрузии газимурского комплекса, представлены филлитами, аркозовыми и кварцевыми песчаниками урулюнгуйской свиты верхнего протерозоя, которые в контактах с гранитами превращены в кристаллические сланцы. В большей степени породы комплекса контактируют с прорывающими их более молодыми гранитоидами, а также терригенными и вулканогенными породами юры.

В состав комплекса входит ряд небольших массивов и один крупный — Газимурский. К газимурскому комплексу относятся также сравнительно крупные блоки пород среднего состава, приуроченные к окраинам Кутомарского гранитного массива. Они расположены в районе сел Пури, Кутомара, Козлово, а также в верховье р. Уров. Эти блоки, вероятно, представляют собой разрозненные части более крупного тела, прорванного гранитами урулюнгуйского комплекса.

Газимурский массив сложен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, в меньшей степени, диоритами. Это средне- и крупнозернистые породы с равномернозернистой или порфировидной структурой. В шлифах обнаруживается гипидиоморфнозернистая, гломеробластовая, гетеробластовая, бластогранитовая структуры и массивная, гнейсовидная, лепидогранобластовая или полосчатая текстуры.

Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты различаются лишь количественными соотношениями минералов (табл. II-10) и составом плагиоклаза: в диоритах и кварцевых диоритах, состав ядра № 48—55,

Таблица II-10

Минеральный состав пород Газимурского массива

Минерал	Гранодиорит (обр. 7020)	Кварцевый диорит (обр. 1557)	Диорит (обр. 424)
Плагиоклаз	47,5	54,1	63,4
Кварц	21,7	14,8	4,7
Калиевый полевой шпат	19,8	10,0	5,3
Биотит	5,8	10,2	0,2
Роговая обманка (с реликтами пироксена)	4,7	9,8	15,1
Акцессорные	0,5	1,1	2,3
Сумма	100,0	100,0	100,0

периферии № 27—37, в гранодиоритах ядро соответствует № 40, периферия — № 30—32.

Плагиоклаз обычно зонален, с сильно корродированным и серицитизированным ядром. Чаще он обладает таблитчатой формой, иногда овальной, благодаря тому, что края зерен обломаны в результате катаклаза. Характерно пятнистое угасание.

Роговая обманка зеленая по Ng и желтовато-зеленоватая по Np, $cNg = 15 \div 19°$. В диоритах и кварцевых диоритах наиболее крупные ее зерна сохраняют реликты бесцветного моноклинного пироксена ($cNg = 31 \div 33°$). Реже отмечается бледно-зеленая актинолитовая роговая обманка, имеющая $cNg = 24°$.

Биотит красновато-бурый, почти непрозрачный по Ng и коричневатый по Np. Он замещает роговую обманку и пространственно с ней ассоциирует, образуя характерные для метаморфизованных пород скопления темноцветных минералов, что обусловливает гломеробластовую структуру породы. По трещинкам спайности и краям чешуек биотита размещаются цепочки мелких зерен сфена — продукта разрушения биотита. Биотит хлоритизирован в незначительной степени.

Кварц ксеноморфен по отношению ко всем минералам и выполняет промежутки между плотно расположенными прямоугольными зернами плагиоклаза. Для него характерно волнистое погасание, часты зазубренные контуры.

Акцессорные минералы — апатит, циркон, монацит, ортит, рудный минерал. Рудный минерал редок, обычно располагается внутри роговой обманки и является вторичным при замещении пироксена амфиболом.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином с плохо выраженной решеткой. Как правило, он имеет извилистые очертания и заключает в себе реликты минералов, которые он замещает. Скорее всего калиевый полевой шпат в породах газимурского комплекса образуется метасоматическим путем под воздействием последующих интрузий; наибольшее содержание его отмечается в экзоконтактах этих интрузий.

Блоки, расположенные в окраинах Кутомарского массива, по работам О. Н. Белоусовой (1957) сложены кварцевыми диорито-гнейсами, гранодиорит-гнейсами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами. Характерно широкое проявление процессов катаклаза с образованием различных катаклазитов и милонитов.

О. Н. Белоусова объединяет в один комплекс с диорито-гнейсами и гранодиорит-гнейсами также и преобладающие в Кутомарском массиве

плагиограниты и граниты, которые нами рассматриваются в составе более позднего урулюнгуйского комплекса. При этом О. Н. Белоусова отмечает постепенные переходы от кварцевых диоритов до гранитов, что не подтверждается на примере других массивов.

Гнейсовидные диориты газимурского комплекса известны также в бассейне среднего течения р. Уров и в Аргунском массиве. Обычно они залегают в ассоциации с гранитами урулюнгуйского комплекса, чем подчеркивается их возрастная близость.

Средний химический состав (табл. II-11, рис. II-9) пород газимурского комплекса показывает, что по классификации А. Н. Заварицкого они относятся к классу 3 — слабо пересыщенных SiO_2 пород (гранодиориты). При этом первые относятся к группам 5 и 9 бедных щелочами. Сравнительно со средним по Р. Дэли диоритом (включая кварцевые диориты) средний диорит и кварцевый диорит газимурского комплекса обладают несколько более низким параметром *a* (пониженное содержание щелочных металлов) и более низкими параметрами *b* и φ (пониженное содержание фемических элементов). В общем

Таблица II-11

Средний химический состав и числовая характеристика гранитоидов газимурского и урулюнгуйского комплексов

Окислы	Газимурский комплекс		Урулюнгуйский комплекс		Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	Газимурский комплекс		Урулюнгуйский комплекс	
	1*	2	3	4		1*	2	3	4
SiO_2	60,95	66,07	71,0	75,07	*a*	12,6	13,3	13,3	12,7
TiO_2	0,70	0,5	0,3	0,15	*c*	4,7	4,2	2,3	0,9
Al_2O_3	16,36	15,94	14,50	13,41	*b*	12,7	6,2	4,5	5,2
Fe_2O_3	1,75	1,03	0,58	0,46	*s*	70,0	76,3	79,9	81,2
FeO	4,27	3,01	2,10	1,68	*a'*	—	—	23,5	50,0
MnO	0,17	0,05	0,03	0,03	*c'*	11,3	1,2	—	—
MgO	3,26	1,35	0,58	0,41	*f'*	45,7	62,0	54,5	37,5
CaO	5,02	3,41	1,96	0,71	*m'*	43,0	36,8	22,0	12,5
Na_2O	3,69	3,70	3,3	2,47	*n*	70,0	63,0	53,5	40,1
K_2O	2,25	3,46	4,36	5,48	φ	11,8	13,8	11,7	7,5
					t	0,8	0,5	0,3	0,1
Сумма	98,42	98,52	98,71	99,87	*Q*	10,1	21,8	30,9	36,1
					a/c	2,7	3,2	5,7	14,1

* Номер анализа: 1 — диориты и кварцевые диориты (среднее из 7 анализов); 2 — гранодиориты (среднее из 2 анализов); 3 — биотитовые граниты (среднее из 8 анализов); 4 — лейкократовые граниты (среднее из 8 анализов).

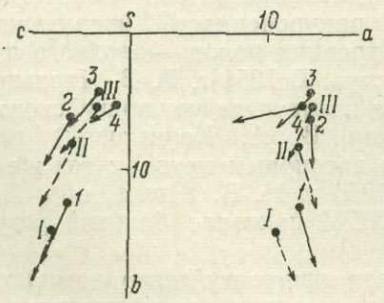


Рис. II-9. Петрохимическая диаграмма гранитоидов газимурского и урулюнгуйского комплексов.

Газимурский комплекс: 1 — диориты и кварцевые диориты, 2 — гранодиориты; *урулюнгуйский комплекс:* 3 — биотитовые граниты; 4 — лейкократовые граниты. *Средние типы пород по Р. Дэли:* I — диорит (включая кварцевый диорит); II — гранодиорит; III — гранит всех периодов.

такое же отличие газимурского гранодиорита от среднего гранодиорита по Р. Дэли, что отражает общие свойства магмы, давшей породы газимурского комплекса.

Характерными элементами-примесями Газимурского массива являются V, Zr, Cu, Ga, Y, Ba, Be.

В контактовых зонах массивов газимурского комплекса широко развиты процессы мигматизации вмещающих пород. Структурно массивы согласны и тесно сопряжены с верхнепротерозойскими толщами. Так, например, по наблюдениям А. Н. Ефимова, гнейсовидные кварцевые диориты согласно чередуются с биотитовыми сланцами и кварцевыми песчаниками урулюнгуйской свиты (левый склон р. Гарджигуй, в устье р. Ушмун, и левый берег р. Урюмкан, у подножья склона Барская Грива).

Месторождения и рудопроявления, связанные с газимурским комплексом, не известны.

Внедрение интрузивов газимурского комплекса связано с последней стадией формирования позднебайкальской геосинклинальной области, на складчатом основании которой была заложена палеозойско-мезозойская геосинклиналь. В Газимурском массиве отчетливо проявились процессы контаминации. В краевых частях массива, сложенных кварцевыми диоритами и диоритами, наблюдается максимальное количество ксенолитов, в различной степени переработанных, по составу близких к габбро, а также и диоритизированных осадочных пород. В гранодиоритах количество ксенолитов резко убывает.

По формационной принадлежности газимурский комплекс, являющийся аналогом джидинского, распространенного в Селенгино-Яблоновой области, по-видимому, должен быть отнесен к той же габбро-плагиогранитовой формации.

Урулюнгуйский комплекс. Граниты комплекса распространены в Газимурской зоне и в Аргунском массиве. Впервые граниты комплекса выделены были Н. В. Шталь для Приаргунья. В дальнейшем они изучались Н. Ф. Шинкаревым (1957), Г. А. Шатковым и Н. С. Соловьевым (1964), И. Н. Тихомировым [1964], С. М. Синицей (1965), О. Н. Белоусовой (1956, 1957). К комплексу кроме Урулюнгуйского массива в междуречье Урулюнгуя и Аргуни мы относим центральную часть Кутомарского массива, Курюмдиканский массив, небольшие разрозненные блоки гранитоидов в северо-восточной части Приаргунья, а также несколько условно Борщовочный массив.

Возрастное положение урулюнгуйского комплекса, так же как и газимурского, определяется преимущественно рядом косвенных соображений. Это главным образом приуроченность интрузивных тел к участкам выхода на поверхность древних пород — верхнего протерозоя, а также наличие гнейсовых текстур. В 1951 г. В. В. Чардынцев определил свинцовым методом возраст пегматитов урулюнгуйского комплекса (по ильменорутилу из коллекции В. А. Корнетовой) в 403± ±32 млн. лет. Определение возраста аргоновым методом тех же пегматитов (по мусковиту из коллекции 1956 г. Н. В. Шталь, обр. № 60-а) Н. И. Полевой в лаборатории ВСЕГЕИ показало близкий результат: 441±21 млн. лет.

Вмещающими породами массивов урулюнгуйского комплекса являются песчаники, известняки, филлиты и гравелиты позднего протерозоя, но в значительной части они контактируют с более молодыми магматическими породами. Курюмдиканский массив залегает среди гранитоидов газимурского комплекса, которые им прорываются.

Урулюнгуйский комплекс представлен крупными интрузивными телами, эродированная поверхность которых достигает 1000 *км*^{2}. Они обычно вытянуты в северо-восточном направлении, согласно с ориентировкой складчатых структур верхнего протерозоя — нижнего палеозоя.

Г. А. Шатков и Н. С. Соловьев для Урулюнгуйского массива в районе г. Саракунтуй и О. Н. Белоусова для Кутомарского массива отмечают постепенные переходы от вмещающих пород к внутренним частям масссивов с широким проявлением процессов гранитизации, мигматизации, гибридизма. Вдоль контактов нередко наблюдаются зоны тектонических нарушений с преобразованием гранитов в катаклазиты и милониты.

Типичным представителем урулюнгуйского комплекса является Урулюнгуйский массив, который изучался Н. С. Соловьевым и Г. А. Шатковым (1963, 1964 гг.). Он приурочен к сводовой части Аргунской антиклинали и вытянут в северо-восточном направлении. Реконструкция массива в деталях затруднена, так как он прорван крупными интрузиями гранитов ундинского комплекса, перекрыт на значительных площадях верхнемезозойскими вулканогенно-осадочными отложениями, а вся территория разбита на блоки, в различной степени эродированные.

В настоящее время на площади от нескольких десятков до 600 $км^2$ наблюдаются выходы сходных по структуре и составу пород, сохраняющих северо-восточную ориентировку гнейсовых текстур. В северо-восточной части массива гнейсовидность имеет простирание СВ 50—60°, с падением на СЗ под углами 50—70°, а в юго-западной оконечности массива наблюдаются вариации субширотного и субмеридионального направлений с вертикальным падением. В центральной части массива отмечается куполообразная ориентировка гнейсовидности.

К зоне экзоконтакта Урулюнгуйского массива приурочено большое количество жил пегматитов и аплитов, которые ориентированы параллельно или перпендикулярно к контакту интрузии.

Состав гранитов Урулюнгуйского массива подвержен значительным колебаниям: микроклин 10—75, плагиоклаз 5—40, кварц 7—45, биотит 0,5—10, мусковит 1—9%. Особенностью гранитов является присутствие крупных (до 2—3 *см*) порфировых выделений микроклина. Структура пород порфировидная гранитовая, с широким развитием структурных элементов, порожденных процессами метасоматоза. Из акцессорных минералов в гранитах отмечены: апатит, циркон, магнетит, монацит, пирит, ксенотим, турмалин, флюорит и др.

Если в пределах одного Урулюнгуйского массива устанавливается довольно пестрый состав пород, то при сравнении различных массивов эта неоднородность проявляется в еще большей степени. Так, в Курюмдиканском массиве преобладают плагиограниты, андезиновые граниты, гранодиориты. Порфировидные крупнозернистые граниты с нормальным соотношением плагиоклаза и калиевого полевого шпата занимают сравнительно меньшие площади, главным образом в осевых частях массивов. Для гранитоидов Курюмдиканского массива характерен высокий номер плагиоклаза: от № 30—35 в ядре, где он обычно серицитизирован и корродирован, до № 25—27 во внешней зоне. В гранитах из центральных частей массива состав плагиоклаза меняется от № 25—22 в центральной зоне до № 17—16 в краевой. Калиевый полевой шпат представлен микроклином с неясно выраженной микроклиновой решеткой. Он либо образует периферию плагиоклаза, либо замещает его с образованием мирмекитов. Биотит темно-коричневый, красноватый по Ng, золотисто-желтый по Np, сходен с биотитом, входящим в состав диоритов и гранодиоритов газимурского комплекса. В отдельных шлифах наблюдаются реликты ярко-зеленой роговой обманки, замещаемой биотитом.

Собственно Кутомарский массив сложен в основном гранито-гнейсами, гнейсо-гранитами, лейкократовыми гранитами с подчиненным значением плагиогранитов и гранодиоритов. В северо-восточной части

Приаргунья также преобладают граниты с нормальным соотношением Na и K и нормальным содержанием кремнекислоты.

По петрохимическим свойствам граниты урулюнгуйского комплекса (табл. II-11, рис. II-9) отличаются от гранита всех периодов по Р. Дэли значительно более низким параметром a' и вдвое более высоким параметром φ. Лейкократовые граниты урулюнгуйского комплекса отличаются большой пересыщенностью глиноземом ($a'=50$ вместо 15 по Р. Дэли), повышенной щелочностью ($a/c=14{,}1$ вместо 5,6 по Р. Дэли) и повышенной калиевостью ($n=40$). Характерными элементами-примесями урулюнгуйских гранитов являются Zr, Be, Ga, Y, Ba, Sr.

Урулюнгуйский массив окружен широким ореолом гранитизированных пород, ширина которого на отдельных участках достигает 5 *км* (пядь Окундуй). В пределах этого ореола протерозойские осадочные породы образуют полосчатую текстуру вследствие переслаивания кварцитов, гнейсов и мраморов, чередующихся с пластовыми линзами *порфиробластических гранитов*.

С урулюнгуйским комплексом связывается незначительное проявление редкометальной минерализации в пегматитах.

Формирование комплекса произошло в завершающую стадию развития позднебайкальского складчатого основания, на котором заложилась палеозойско-мезозойская геосинклиналь. По формационной принадлежности комплекс сходен с малханским комплексом Селенгино-Яблоновой зоны и должен быть отнесен к гранитовой формации.

СТАДИЯ ЧАСТНОЙ ИНВЕРСИИ (СРЕДНИЙ — ПОЗДНИЙ КАРБОН)

Таловский комплекс. Интрузивы комплекса, образующие небольшие штоки, имеют незначительное распространение. Они известны только в бассейне р. Газимура, близ впадения в него р. Уров.

Таловский комплекс выделен И. Н. Тихомировым в 1963 г. Ранее Е. В. Павловский и И. В. Лучицкий [1940] рассматривали габбро и диориты комплекса как краевые фации гранитоидных интрузий. Позднее И. Н. Тихомиров [1962] объединял его с кручининским комплексом габбро. Однако вскоре выяснилось, что кручининский комплекс имеет раннепалеозойский возраст. Поэтому возникла необходимость выделить из его состава таловский комплекс карбонового возраста. Название комплекса происходит от пади Таловка — левого притока р. Уров.

Тайнинский шток, являющийся прототипом таловского комплекса, метаморфизует отложения девона в падях Ильдикан, Котиха и Мистурная. Учитывая отсутствие перерыва в отложениях между девоном и ранним карбоном (турне и визе), возраст массива устанавливается как послевизейский. Верхняя возрастная граница комплекса определяется наличием ксенолитов габбро в гранитах ундинского комплекса, наблюдавшихся к югу от Тайнинского штока.

Вмещающими Тайнинский шток породами являются различно метаморфизованные доломиты, реже известняки нижнего кембрия, а также известняки, аргиллиты, алевролиты, песчаники девона и алевролиты, песчаники и известняки нижнего карбона. На размытой поверхности штока залегают песчаники и конгломераты нижней юры, а также *эффузивы среднего состава с туфами верхней юры*.

Эрозией вскрыта только восточная и западная части штока на суммарной площади около 60 *км*^{2}. По наблюдениям изучившего массив И. Н. Тихомирова, это — два купола одного массива, имеющего размеры не менее 170 *км*^{2} и общий наклон к северу. Массив имеет вытянутость в широтном направлении, почти вкрест простирания структур нижнего и среднего палеозоя.

Формирование массива произошло в одну фазу. В составе слагающих его пород известны две фациальные разновидности: габбро и диориты, которые связаны постепенными переходами. Среди габбро выделяется две разновидности: пироксеновое и амфиболизированное.

Пироксеновое габбро состоит из плагиоклаза № 50—80 (50—55%), авгита (35—40%), роговой обманки с биотитом (до 10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, ильменитом, сфеном и цирконом.

Плагиоклаз нередко соссюритизирован и серицитизирован, иногда отмечается альбитизация. Пироксен по периферии часто бывает окаймлен роговой обманкой бурого и зеленого цвета. Наряду с ней присутствует еще и светло-зеленая волокнистая роговая обманка, псевдоморфно замещающая пироксен, иногда вместе с тремолитом и актинолитом. Биотит частично замещает бурую роговую обманку.

Амфиболизированное габбро отличается преобладанием роговой обманки в составе темноцветных минералов и полным или почти полным отсутствием пироксена.

Диориты по распространенности мало отличаются от габбро. Они состоят из плагиоклаза № 30—52 (60—65%), роговой обманки (20—25%), биотита (5—10%). Почти всегда присутствует пироксен в переменных количествах (до 10%), а иногда и кварц. Акцессорными минералами диоритов являются апатит, магнетит, титаномагнетит, сфен.

Дайковая серия Тайнинского штока, по данным Е. В. Павловского и И. В. Лучицкого [1940], представлена преимущественно перидотитами, в меньшей степени сиенитами, сформировавшимися раньше перидотитов.

Сиениты обладают мелко- или среднезернистой структурой и состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза № 5—25, пироксена и роговой обманки. В виде примеси встречается биотит. Акцессорные минералы — титанит, магнетит, апатит. По преобладанию одного или другого темноцветного минерала выделяются пироксеновые и роговообманковые сиениты. Калиевый полевой шпат и плагиоклаз находятся в разных соотношениях; в некоторых разностях плагиоклаз отсутствует.

Перидотиты слагают дайки и небольшие штоки до 20 *м* в диаметре. Они состоят из оливина (70—75%) и роговой обманки (25—30%). В незначительном количестве присутствует шпинель. В некоторых дайках перидотиты серпентинизированы.

Петрохимически породы таловского комплекса изучены слабо. Имеющиеся три анализа габбро (табл. II-12, рис. II-10) показывают, что они относятся к 4 и 5 группам, насыщенных и слабо насыщенных SiO_2 пород по А. Н. Заварицкому, к классу 6, очень бедных щелочами. Сравнительно со средними типами по Р. Дэли они близки к среднему габбро, отличаются повышенным содержанием TiO_2 и K_2O, частью Fe_2O и несколько пониженным содержанием Al_2O_3. Характерными элементами-примесями таловского комплекса являются Ni, Co, Cr, в повышенных количествах сравнительно с другими комплексами присутствуют Mn и Ba.

Нижнедевонские органогенные известняки на правом борту пади Ильдикан в контакте с Тайнинским штоком осветлены и мраморизованы. Ширина контактового ореола не превышает 10 *м*. В мраморах появляется значительное количество магнетита, иногда замещающего остатки мшанок и морских лилий. Такой же характер носят экзоконтактовые изменения известняков нижнего девона в левом борту пади Котиха, в пади Средней и в левом борту пади Мистурной. Но чаще всего на контактах габбро и диоритов с известняками образуются скарны: актинолитовые, диопсид-гранатовые, гранат-эпидотовые. Восточнее пос. Яковлевского скарны обогащены магнетитом и гематитом. Экзо-

Таблица II-12

Средний химический состав и числовая характеристика пород таловского и ундинского комплексов

Окислы	Таловский комплекс	Ундинский комплекс		Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	Таловский комплекс	Ундинский комплекс	
	1*	2	3		1*	2	3
SiO_2	49,65	66,51	70,20	*a*	9,5	12,3	13,8
TiO_2	1,29	0,55	0,36	*c*	6,0	4,0	2,6
Al_2O_3	15,42	15,85	14,73	*b*	24,8	8,3	4,3
Fe_2O_3	1,81	1,25	0,89	*s*	59,7	75,4	79,3
FeO	6,43	3,05	1,97	*a'*		8,1	8,9
MnO	0,05	0,05	0,03	*c'*	22,3	—	—
MgO	6,53	1,76	0,86	*f'*	31,7	56,9	59,7
CaO	9,07	3,34	2,21	*m'*	46,0	35,0	31,4
Na_2O	3,20	3,44	3,42	*n*	79,1	60,4	53,9
K_2O	1,33	3,39	4,40	φ	6,3	22,7	18,0
				t	1,8	0,5	0,3
Сумма	94,78	99,19	99,07	*Q*	—5,6	22,2	28,4
				a/c	1,6	3,1	5,3

* *Номер анализа: 1 — габбро и габбро-диориты* (среднее из 3 *анализов*); 2 — гранодиориты (среднее из 9 анализов); 3 — граниты (среднее из 11 анализов).

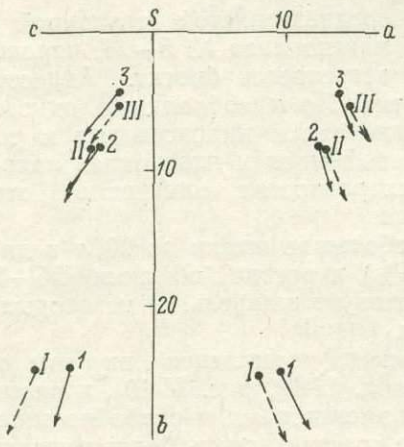


Рис. II-10. Петрохимическая диаграмма пород таловского и ундинского комплексов.

Таловский комплекс: 1 — габбро и габбро-диориты; *ундинский комплекс: 2* — гранодиориты, *3* — граниты.
Средние типы пород по Р. Дэли: I — габбро (исключая оливиновое габбро); *II* — гранодиорит; *III* — гранит всех периодов.

контактовые изменения терригенных пород менее значительны. Аргиллиты, песчаники и алевролиты слабо ороговикованы, содержат включения мелких чешуек мусковита и биотита, а также тонкую вкрапленность магнетита или гематита.

Автометаморфические процессы выражаются в амфиболизации пироксенов, серицитизации плагиоклазов, хлоритизации биотитов и роговых обманок, а также серпентинизации перидотитов.

С таловским комплексом связаны мелкие скарновые месторождения железа. Формирование комплекса сопряжено с ранней инверсией палеозойско-мезозойской геосинклинали, происходившей в Восточном Забайкалье в среднем или позднем карбоне. Внедрением таловского комплекса началось формирование гранит-гранодиоритовой формации, куда входит и следующий по времени внедрения ундинский комплекс.

Ундинский комплекс. Гранитоиды комплекса обладают самым широким распространением среди всех других магматических пород,

известных в пределах северо-восточной части палеозойско-мезозойской зоны и Аргунского массива (Таусон, Козлов, Брандт, 1967).

В 1948 г. В. К. Полетаев впервые выделил верхнеундинский комплекс интрузивных пород, к которому отнес порфировидные роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты, распространенные в верховьях р. Унды и на левобережье р. Газимура. Позднее Г. Л. Падалка, Н. В. Шталь и И. Н. Тихомиров относили к верхнеундинскому комплексу наибольшую часть интрузивов из числа тех, которым с различной степенью достоверности приписывался карбоновый возраст. Более поздними геологосъемочными и тематическими работами выявлены раннепалеозойские гранитоиды не только в пределах Аргунского массива, где они известны были ранее, но и к северу от него. В результате некоторые интрузивы, относившиеся ранее к верхнеундинскому комплексу, вошли в состав урулюнгуйского комплекса раннепалеозойского возраста. В связи с некоторым изменением содержания понятия «верхнеундинский комплекс», а также учитывая, что раньше название «ундинский» применялось многими геологами в качестве синонима, мы в дальнейшем употребляем название комплекса «ундинский» по Ундинскому массиву, являющемуся его прототипом.

По И. Н. Тихомирову [1962], Ундинский массив метаморфизует отложения нижнего и верхнего девона на правобережье р. Газимура (падь Шивея) и нижний карбон на левобережье р. Унды. Верхняя возрастная граница определяется трансгрессивным налеганием на ундинский гранит отложений нижней юры по лево- и правобережью р. Газимура. Определение абсолютного возраста пород Ундинского массива аргоновым методом показало 262 млн. лет (Полевая, Тихомиров, 1962) и по другим данным — 270—280 млн. лет.

Ундинский массив контактирует преимущественно с лежащими на его размытой поверхности отложениями юры, отчасти с мезозойскими интрузиями, которые его прорывают. Меньшей протяженности его контакты с более древними породами: метаморфизованными песчаниками, филлитами, зеленокаменными и другими породами верхнего протерозоя, алевролитами, песчаниками и известняками девона и нижнего карбона, а также раннепалеозойскими интрузиями газимурского комплекса.

Ундинский массив самый крупный из числа других тел данного комплекса. Его эродированная поверхность составляет около 2000 $км^2$. Петрографическое и петрохимическое описание пород комплекса дается по типичному Ундинскому массиву, который сложен двумя группами пород: 1) порфировидными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами первой фазы; 2) лейкократовыми и биотитовыми гранитами второй фазы. Фациальные разновидности пород в пределах массива распределяются следующим образом. В центральных его частях залегают порфировидные гранодиориты и граниты, в краевых — мелко- и среднезернистые меланократовые гранодиориты и кварцевые диориты. Породы второй фазы занимают значительно меньший объем, это небольшие тела изометрической формы, а также дайки, преимущественно пологопадающие.

В состав гранита входят следующие минералы: калиевый полевой шпат — микроклин (25—35%), плагиоклаз № 20—22 (27—36%), кварц (20—25%), биотит (7—10%), иногда роговая обманка (1,5—3%). Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен.

Гранодиориты центральной части массива состоят из плагиоклаза № 30—34 (55—60%), кварца (15—20%), микроклина (8—12%), биотита (3—7%) и роговой обманки (10—15%).

Гранодиориты краевых частей массива сложены теми же минералами, что и гранодиориты центральной части, отличаются только не-

сколько большими содержаниями темноцветных минералов (до 30%). Иногда вблизи контакта гранодиориты переходят в кварцевые диориты. Кварцевые диориты состоят из плагиоклаза № 40—45 (60—75%), микроклина (5—7%), кварца (5—10%), роговой обманки (15—20%) и биотита (10—15%).

В состав биотитовых и лейкократовых гранитов второй фазы входят калиевый полевой шпат — микроклин-пертит и микроклин (40—45%), плагиоклаз № 12—15 (25—30%), кварц (20—25%) и биотит (до 4%).

По химическому составу (табл. II-12, рис. II-10) граниты и гранодиориты Ундинского массива соответственно классификации А. Н. Заварицкого относятся к классу 2 пересыщенных SiO_2 породд. При этом граниты соответствуют группе 4, умеренно богатой щелочами, а гранодиориты — группе 5, бедной щелочами. В сравнении со средними типами гранит очень близок к граниту всех периодов по Р. Дэли, а гранодиорит — к среднему гранодиориту.

Для всех пород ундинского комплекса характерны в общем одни и те же элементы-примеси: Ti, V, Zr, Ga, Y, Yb, Sr, Sc, Ba, Li, Rb, Cs, Be, F, B и P. Однако концентрации их в разных породах различны. Так, наиболее высокие содержания элементов-примесей наблюдаются в породах краевых частей Ундинского массива, а самыми бедными оказались породы второй фазы.

Экзоконтактовые изменения известняков выражаются мраморизацией и образованием актинолит-пироксеновых, гранат-пироксеновых и гранат-эпидотовых скарнов. Иногда в скарнах присутствует магнетит. Терригенные породы превращаются в хлорит-мусковитовые биотит-кварцевые пятнистые роговики.

Формирование интрузивов ундинского комплекса произошло сразу же после завершения складчатости в среднем — позднем карбоне. Массивы его вытянуты в северо-восточном и широтном направлениях и занимают секущее положение по отношению к палеозойским структурам.

Ундинский комплекс вместе с таловским образуют позднепалеозойскую гранит-гранодиоритовую формацию.

СТАДИЯ ОБЩЕЙ ИНВЕРСИИ И КОНСОЛИДАЦИИ (СРЕДНЯЯ ЮРА — РАННИЙ МЕЛ)

Среднеюрский — раннемеловой вулканизм. Позднемезозойские вулканогенные образования, представленные главным образом породами среднего состава, меньше — основного и кислого, занимают на территории северо-восточной части зоны палеозойско-мезозойской складчатости Забайкалья около 12% площади. Сведения, характеризующие отдельные стороны вулканизма, содержатся во многих опубликованных работах.

В настоящее время большинство геологов считает, что наземный вулканизм в пределах Восточного Забайкалья проявился преимущественно в средне-позднеюрское и позднеюрско-раннемеловое время, а не в поздней юре и кайнозое, как это предполагали раньше.

Средне-позднеюрский вулканизм. Постскладчатые эффузивы этого возраста выполняют блоковые опускания, которые обычно тяготеют к восток-северо-восточным синклинальным структурам предшествующего ранне-среднеюрского этапа осадконакопления (Шадаронский, Александровско-Заводский, Мулинский, Широкинский прогибы) или располагаются в пределах поднятий домезозойского фундамента (Харанорская, Будюмканская, Уровская, Шароканская впадины). В морфологии вулканических полей и в особенностях их пространственного

размещения большую роль играют как северо-восточные, так и северо-западные поперечные разрывные структуры.

Возрастное положение эффузивных толщ, выделяемых в шадаронскую серию (утвержденную Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1962 г.), определяется налеганием их на все свиты морских нижне- среднеюрских отложений и перекрыванием верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями усть-карской свиты.

Значения абсолютного возраста различных пород серии и родственных им субвулканических пород охватывают большой интервал — от 175 до 122 млн. лет (13 определений). По разрезу эти значения распределяются следующим образом: 175—158 млн. лет для основных эффузивов и габбро-сиенитовых штоков, ассоциирующих с нижней толщей серии; 155—145 млн. лет для субвулканических тел, соответствующих покровам андезитового и андезито-дацитового состава; 130—122 млн. лет для ультракислых вулканитов, завершающих местами разрез серии. Таким образом, по данным абсолютного возраста начало формирования шадаронской серии соответствует среднеюрскому времени, конечные стадии вулканического процесса близки границе юры и мела, а время образования преобладающего объема вулканогенных пород соответствует поздней юре, что согласуется с геологическими данными и единичными палеонтологическими определениями.

Разрезы вулканогенных толщ и составы пород в разобщенных впадинах значительно различаются, особенно это обнаруживается при сравнении вулканитов северной части зоны юрской складчатости (Шадаронский, Широкинский и другие прогибы) и южной части этой зоны (Александровско-Заводская, Мулинская депрессии). Для северной части зоны типичен трехчленный разрез в пределах Шадаронского прогиба, который признается стратотипическим для всей шадаронской серии.

В верхах нижней эффузивно-осадочной толщи, сложенной преимущественно конгломератами, туфоконгломератами, туфогравелитами и агломератовыми туфами, присутствуют потоки мощностью до 100—150 *м* базальтов и андезито-базальтов. Некоторые исследователи указывают на нахождение здесь андезитов и андезито-дацитов, а в самых низах толщи — кислых туфов. Основные эффузивы содержат во вкрапленниках андезин-лабрадор и авгит, редко — ромбический пироксен, оливин. В разностях среднего состава присутствует андезин и наряду с пироксеном роговая обманка. Основная масса обладает гиалопилитовой или микролитовой, иногда переходящей в интерсертальную, структурой.

Средняя существенно эффузивная толща мощностью 150—700 *м* представлена преимущественно грубообломочными андезитовыми лавобрекчиями, кластолавами, чередующимися с лавами андезитов, реже туфопесчаниками, туфоконгломератами. Р. В. Старицын указывает на несогласное налегание средней толщи на нижнюю, хотя другие исследователи этого не отмечают. Андезиты содержат 5—30% вкрапленников андезина и роговой обманки. Текстура пород часто трахитоидная. Структура основной массы андезитовая, пилотакситовая, микропойкилитовая. Преобладают в толще лавобрекчии, присутствуют кристаллолитокластические туфы.

Верхняя эффузивно-осадочная толща представлена преимущественно алевритовыми туффитами и туфопесчаниками, перемежающимися с лавами андезито-дацитового, дацитового состава. Мощность эффузивов до 100—150 *м*. Они содержат 2—5% вкрапленников кислого плагиоклаза, калишпата, биотита и амфибола в микропойкилитовой, микроаллотриоморфнозернистой, микрофельзитовой, стекловатой связующей массе. Присутствуют лавобрекчии и лапиллиевые туфы.

Субвулканические дайки, штоки, силлоподобные залежи, особенно многочисленные на юго-западной окраине Шадаронского прогиба, представлены жильными базальтами, диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами, граносиенит-порфирами. Наибольший объем субвулканических тел слагают кислые разности.

Сходные разрезы и ассоциации вулканогенных пород наблюдаются и в других участках. Так, в Широкинской депрессии, в составе нижней толщи среди туффито-конгломератов, туффитов и литокластических туфов присутствуют плагиоклаз-пироксеновые андезито-базальты и андезиты, а вышележащая толща представлена туфами андезитов и плагиоклаз-роговообманковыми андезитами, которые прорваны субвулканическими телами диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров.

Средне-позднеюрские вулканогенные отложения в пределах Александровско-Заводской и Мулинской депрессий (южная часть зоны юрской складчатости) отличаются меньшей ролью осадочного материала в составе толщ, более щелочным характером эффузивных пород и большим их разнообразием.

Нижняя толща содержит пироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые и плагиоклазовые трахибазальты, трахиандезито-базальты, реже трахиандезиты и туфы этих эффузивов. С ними ассоциируют дайки тех же пород, а также штоки габбро, монцонитов, меланократовых и лейкократовых сиенитов, граносиенитов. Средние части разреза сложены амфиболовыми, амфибол-плагиоклазовыми, реже амфибол-пироксеновыми трахиандезитами с горизонтами туфов и туфобрекчий. Выше по разрезу они сменяются покровами плагиоклаз-биотитовых трахиандезито-дацитов. Верхняя часть разреза представлена санидиновыми трахилипарито-дацитами и трахилипаритами, стеклами, туфолавами и пепловыми туфами.

Субвулканические породы, соответствующие по составу эффузивам средних и верхних частей разреза, слагают дайки, штоки, некки, эруптивные брекчии, которые фиксируют положение вулканов центрального типа. С субвулканическими штоками и дайками, а также с сопровождающими их многочисленными дайками лампрофиров (все эти интрузивы объединяются в нерчинско-заводский комплекс) парагенетически связывают полиметаллическое оруденение Восточного Забайкалья.

Временну́ю и, очевидно, генетическую близость с определенными толщами эффузивов обнаруживают юрские интрузивные комплексы. Так, в ассоциации с плагиоклаз-пироксеновыми трахиандезито-базальтами и трахиандезитами находятся штоки габбро-сиенит-граносиенитового состава, для которых доказывается принадлежность к шахтаминскому интрузивному комплексу. Эффузивы средней толщи шадаронской серии, представленные амфибол-плагиоклазовыми андезитами, в ряде мест прорываются близкими им по времени формирования штоками гигантопорфировидных гранит-порфиров и гранитов сретенского комплекса. О соотношении ультракислых вулканитов с гранитами кукульбейского комплекса определенных сведений не имеется, но их синхронность не исключена.

Обычно интрузивные и эффузивные образования пространственно разобщены и отличаются составом преобладающих пород. Эффузивы тяготеют к синклинальным структурам и обладают относительно большей основностью пород. Интрузивные массивы приурочены к антиклинальным структурам и характеризуются преобладанием более кислых составов.

Позднеюрско-раннемеловой вулканизм. Формирование вулканитов этого возраста связано с новым тектоническим этапом, когда в условиях общей консолидации региона закладывались и развивались на различном основании грабены и грабен-синклинали (Ундино-Даинская, Газимурская, Усть-Карская, Шароканская, Уровская и др.). Вулкано-

генные образования залегают среди континентальных отложений усть-карской свиты, которые несогласно перекрывают отложения шадаронской серии и перекрываются нижнемеловыми угленосными осадками шилкинской свиты.

В редких участках (Ундино-Даинская, Уровская впадины) в основании усть-карской свиты отмечаются маломощные покровы трахиандезито-базальтов. Наиболее характерной составной частью свиты являются прослои кислых пепловых туфов, иногда липаритов и липаритодацитов. Лавы характеризуются флюидальными и перлитовыми текстурами. Порфировые разности содержат во вкрапленниках кварц, альбит-олигоклаз, санидин и биотит в стекловатой, витрофировой, фельзитовой или сферолитовой основной массе. Субвулканические тела сложены кварцевыми порфирами и эксплозивными липаритами. Н. А. Фогельман [1965] указывает на связь с этими породами низкотемпературного золотого оруденения балейского типа, А. А. Иванова и В. С. Кормылицын (1965) отмечают возможную связь с ними флюоритового оруденения.

Отложения усть-карской свиты с кислыми вулканитами почти во всех впадинах перекрываются покровами андезито-базальтов и базальтов мощностью до 50—150 *м*. Они датируются раннемеловыми на основании определений абсолютного возраста (122—101 млн. лет, 4 определения). Основные эффузивы имеют гиалопилитовую интерсертальную долеритовую структуру, обычно содержат миндалины и пустоты. Преобладают стекловатые разности с точечными зародышами цветных минералов, реже с микролитами плагиоклаза. Разности с долеритовой структурой состоят из лабрадора, моноклинного пироксена и рудного минерала. Субвулканические образования представлены жильными базальтами, долеритами, анамезитами, шошонитами.

Рассматривая эволюцию вулканизма от средней юры до раннего мела, можно видеть, что для средне-позднеюрского этапа характерна общая осложненная гомодромная направленность магматического процесса, а в позднеюрско-раннемеловой этап проявляется противоположная (антидромная) тенденция, характеризующаяся возрастающей ролью базальтоидных магм. При этом наблюдается следующая последовательность вулканогенных формаций: андезито-базальтовая и трахиандезито-базальтовая (J_2), андезитовая, андезито-дацитовая и трахиандезито-дацитовая (J_3), дацит-липаритовая и трахилипаритовая (верхи J_3), контрастная базальт-липаритовая или липаритовая (J_3—Cr_1), андезито-базальтовая и базальтовая (Cr_1).

Шахтаминский комплекс. Шахтаминский интрузивный комплекс выделен Ю. А. Билибиным (1953) и Г. Л. Падалкой [1958] при разработке схем юрского магматизма для зоны мезозойской складчатости Забайкалья в пределах Газимурского и Кукульбейского хребтов. Считая прототипом Шахтаминский массив, многие исследователи включали в состав комплекса как умеренно-кислые гранитоиды, слагающие массив, так и пеструю по составу серию даек, образующих наложенный пояс. Позднее Г. Л. Падалка [1958] назвал комплекс амуджикано-шахтаминским, отнеся к нему гигантопорфировидные гранитоиды, развитые на северо-западной окраине зоны мезозойской складчатости и за ее пределами. В настоящее время представляется возможным расчленить все эти интрузии на два комплекса средне-позднеюрский (шахтаминский) и позднеюрский (сретенский), что близко представлениям В. Н. Козеренко [1956].

В группе средне-позднеюрских интрузивов рассматриваются массивы и штоки преимущественно диорит-гранодиоритового состава (Шахтаминский, Курунзулайский, Тургинский, Аленгуйский, Усть-Аленгуйский, Кулиндинский, Лугиинский, Пуринский, Донинский), штоки монцонит-сиенитового состава (Акатуевский, Мулинский, Боялмшин-

ский, Каргантуйский, Дарбылкейский), а также некоторые существенно гранитные массивы (Кондуевский, Кудиканский).

Нижняя возрастная граница комплекса определяется по прорыванию большинством массивов нижне-среднеюрских осадочных отложений, которые в ряде мест охарактеризованы фауной от среднего лейаса до аалена. Кроме того, штоки монцонит-сиенитового состава активно контактируют с вулканогенно-осадочными образованиями нижней толщи шадаронской серии (J_{2-3}). Верхняя возрастная граница комплекса определяется по прорыванию ряда интрузивов (Акатуевский, Дарбылкейский штоки, Кондуевский массив) верхнеюрскими субвулканическими дайками, соответствующими средней толще шадаронской серии, а также по прорыванию Шахтаминского массива штоками и дайками, представляющими все фазы сретенского комплекса.

Абсолютный возраст пород шахтаминского комплекса определяется цифрами 175—155 млн. лет (7 определений), в среднем около 160 млн. лет, что хорошо согласуется с геологическими данными и определяет возраст комплекса как средне-позднеюрский.

Расположение интрузивов шахтаминского комплекса обнаруживает связь со структурами юрского прогиба. Они образуют цепочки восток-северо-восточного простирания, согласные главным юрским складчатым структурам, или вытягиваются вдоль зон флексурных перегибов и поперечных разломов, осложняющих складчатость. Большая часть интрузивов приурочена к антиклиналям, лишь штоки монцонит-сиенитового состава в ассоциации с эффузивами тяготеют к синклинальным структурам. Некоторые массивы гранитов и гранодиоритов (Кондуевский, Курунзулайский, Тургинский) сопряжены с локальными зонами динамотермального метаморфизма, который проявлен в юрских осадочных породах и палеозойских гранитоидах основания и представлен огнейсованными куполами в ядрах коробчатых антиклиналей второго порядка (С. М. Синица, 1961, 1965; И. Г. Рутштейн, 1967).

Интрузивы комплекса имеют площадь 40—300 *км*^{2}. Они являются обычно дискордантными. Только в зонах метаморфизма морфология массивов в общих чертах конформна пластическим структурам рамы.

В составе комплекса выделяются породы трех фаз. Породы первой представлены диоритами, кварцевыми диоритами, диорито-сиенитами и монцонитами, реже габбро-диоритами. Они характеризуются равномернозернистым или слабопорфировидным сложением, имеют гипидиоморфнозернистые со склонностью к офиолитовым структуры. Диориты и диорито-сиениты в преобладающем количестве (около 60%) содержат андезин, монцониты и габбро-диориты — андезин-лабрадор. Темноцветные минералы (15—30%) представлены преимущественно авгитом и роговой обманкой, иногда с гиперстеном и оливином. Биотит (до 10%) и калишпат (до 20%) развиты метасоматически. Кварц содержится в количестве от 3—5 до 15%.

Породы второй фазы представлены гранодиоритами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами, амфибол-биотитовыми гранитами. Наиболее распространенные из пород — порфировидные гранодиориты — содержат обычно около 40% андезина и олигоклаз-андезина, 20—30% калиевого полевого шпата, около 20% кварца и 10—15% биотита и роговой обманки. В кварцевых сиенитах содержится кварца меньше (3—15%) и полевых шпатов больше. Среди темноцветных появляется авгит, иногда гиперстен.

Породы третьей фазы — биотитовые и лейкократовые граниты, граносиениты или кварцевые сиениты. Первые содержат 30—40% микроклина, 20—40% кислого олигоклаза, 25—30% кварца и до 5% биотита, иногда с мусковитом или сине-зеленой роговой обманкой. В кварцевых сиенитах кварц составляет 4—5%, в незначительных количествах присутствуют роговая обманка, иногда авгит.

Акцессорные минералы во всех породах комплекса представлены магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, в гранитах к ним добавляется монацит, гранат.

Точки составов пород шахтаминского комплекса на диаграмме А. Н. Заварицкого занимают промежуточное положение между рядами составов габбро-диорит — гранодиорит — гранит и монцонит — сиенит — щелочной гранит (табл. II-13, рис. II-11). В целом для всех пород отмечается преобладание Na над K, и только в некоторых гранитных разностях это соотношение изменяется.

Наиболее широко проявленным процессом приконтактового метаморфизма является ороговикование юрских терригенных отложений. Развиты кварц-плагиоклаз-биотитовые и плагиоклаз-биотитовые, реже двуслюдяные роговики и пятнистые сланцы с кордиеритом, андалузитом, турмалином. За счет вулканогенных пород среднего состава образуются плагиоклаз-пироксеновые роговики. Отмечается калишпатизация. В связи с массивами комплекса жильные образования (аплиты, пегматиты, кварцевые жилы) проявлены чрезвычайно слабо. Лишь в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов, сопряженных с зонами динамотермального метаморфизма, проявлены пегматиты с магнетитом, гранатом, шерлом, топазом, флюоритом.

Интрузивы средне-позднеюрского возраста могут рассматриваться как проявление магматизма инверсионной стадии по отношению к юрскому прогибу, но как и сам прогиб они несут черты образований поздних этапов развития складчатой области. Расположение интрузивных тел фиксирует ослабленные зоны типа скрытых разломов, продольных или поперечных по отношению к структурам юрского прогиба. Массивы размещаются в пределах крупных антиклиналей или приурочены к брахиантиклинальным складкам второго порядка внутри юрского прогиба.

Различия в составах интрузивов, не зависящие от состава вмещающих пород, обнаруживают связь с особенностями структурного положения массивов и штоков. Так, к синклинальным структурам тяготеют штоки габбро-сиенитового состава, которые вместе с предшествующими им эффузивами принадлежат к производным базальтоидных магм. В участках крупных купольных вздутий, сопровождавшихся явлениями интенсивного динамометаморфизма, проявлены только гранитные интрузии, которые имеют черты палингенных образований. Многофазные интрузивы комплекса с преобладающим гранодиорит-граносиенитовым составом пород являются переходными по характеру между указанными крайними типами. Можно предполагать, что магматический процесс начался с образования базальтоидных магм, в участках поднятий в процесс постепенно вовлекались и сиалические массы.

Интрузии комплекса формировались в стадию консолидации в условиях значительной общей жесткости структур, когда цементировались крупные структурные швы и возникла возможность проявления сквозных, секущих структурно-фациальные зоны, магмоконтролирующих разломов. По характеру интрузии пассивные, они заполняют камеры, образующиеся в результате блоковых перемещений, и внедрение их не оказывает существенного влияния на структуры вмещающих пород.

Разнообразие составов сближенных по времени магматических фаз свидетельствует, очевидно, о том, что магмоподводящие разломы проникали на большую глубину и способствовали поднятию магмы с разных глубинных уровней. Развитие дайковой серии регрессивного ряда было обусловлено, вероятно, поступлением основной магмы в период, когда локальные гранитные очаги предшествующей фазы внедрения еще не консолидировались. Многие особенности пород комплекса — исключительно крупная величина и овоидность вкрапленников,

Таблица II-13

Средний химический состав и числовая характеристика пород Шахтаминского комплекса

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5	6	7
SiO_2	54,49	55,39	59,92	64,31	66,70	64,64	72,80
TiO_2	0,50	0,68	0,62	0,46	0,42	0,45	0,30
Al_2O_3	14,33	17,29	16,28	14,99	13,79	14,83	13,28
Fe_2O_3	1,36	2,08	2,62	1,09	2,07	1,23	1,54
FeO	6,44	4,40	3,29	3,01	2,00	2,86	1,23
MnO	0,07	0,08	0,04	0,05	0,04	0,05	0,14
MgO	9,83	6,73	4,25	2,91	2,08	2,80	0,45
CaO	8,01	5,88	4,98	3,80	2,64	3,64	0,84
Na_2O	2,88	3,19	4,23	3,91	3,99	3,92	3,70
K_2O	1,57	3,82	3,26	3,62	4,95	3,80	5,20
Сумма	99,48	99,54	99,49	98,15	98,68	98,22	99,48
a	8,3	12,5	13,9	13,7	15,6	14,0	15,3
c	4,9	4,9	3,9	3,1	1,2	2,9	0,9
b	26,9	19,4	14,2	10,2	8,9	9,8	3,2
s	59,9	63,2	68,0	73,0	74,3	73,3	80,6
a'	—	—	—	—	—	—	4,2
f'	25,9	30,8	36,2	37,3	40,3	37,2	75,0
m'	58,1	58,0	49,5	48,0	38,8	47,6	20,8
c'	16,0	11,2	14,3	14,7	20,9	15,2	—
n	73,4	56,5	66,0	62,4	55,6	61,2	52,2
φ	4,3	9,09	15,2	9,3	19,4	9,7	37,5
t	0,6	0,9	0,7	0,4	0,4	0,4	0,3
Q	—1,7	—18	4,3	15,5	16,2	15,7	29,7
a/c	1,7	2,5	3,6	4,4	18,0	4,8	17,0

* Номер анализа. Породы первой фазы: 1 — габбро (среднее из 4 анализов); 2 — монцониты (среднее из 3 анализов); 3 — кварцевые диориты и диорито-сиениты (среднее из 8 анализов). Породы второй фазы: 4 — гранодиориты (среднее из 25 анализов); 5 — граносиениты (среднее из 4 анализов); 6 — среднее для пород второй фазы (гранодиориты и граносиениты). Порода третьей фазы: 7 — граниты (среднее из 2 анализов).

аномально высокие показатели преломления биотитов при низкой их железистости, развитие эруптивных и эксплозивных явлений — могут быть объяснены высоким содержанием летучих в расплаве (Литвинов, 1965).

По объему главная масса пород комплекса принадлежит гранитам. Однако отнесение комплекса к гранитной формации вряд ли будет правильным. Исключительное своеобразие требует, вероятно, выделения его в особую формацию.

Сретенский комплекс. Мезозойские гигантопорфировидные гранитоиды «сретенского типа» впервые были выделены для левобережья р. Шилки Б. А. Ивановым в 1936 г. При этом дайки разнообразных крупнопорфировидных пород относились им к годойскому комплексу. Г. Л. Падалка (1953, 1958) и многие другие исследователи все эти интрузивы рассматривают в составе амуджикано-шахтаминского или шахтаминского комплекса. И. Н. Тихомиров [1964] выделил сретенские граниты в самостоятельный комплекс, считая его среднеюрским (дошахтаминским), а Р. В. Лесняк [1963] относил их ко второй (послешахтаминской) фазе единого позднеюрского интрузивного комп-

лекса. Ю. В. Казицын и другие [Интрузивные комплексы Забайкалья, 1964] объединяют гранитоиды сретенского типа с разнообразными по составу породами амуджиканского типа, распространенными за пределами Монголо-Охотской складчатой области, в единый амуджиканосретенский комплекс, однако содержание комплекса ими достаточно четко не определено.

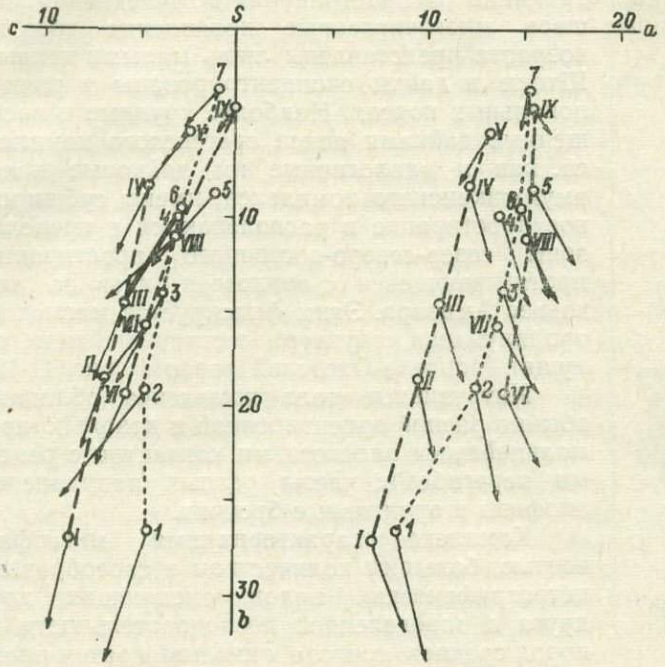


Рис. II-11. Петрохимическая диаграмма пород шахтаминского комплекса.

Породы первой фазы: 1 — габбро, 2 — монцониты, 3 — кварцевые диориты и диорито-сиениты. *Породы второй фазы:* 4 — гранодиориты, 5 — граносиениты, 6 — среднее для пород второй фазы (гранодиориты и граносиениты). *Породы третьей фазы:* 7 — граниты.

Средние составы пород по Р. Дэли: I — габбро; II — диорит; III—кварцевый диорит; IV — гранодиорит; V — гранит; V— гранит; VI, VII— щелочноземельные сиениты; VIII — монцонит; IX — щелочной гранит.

В настоящей работе, несмотря на сходство сретенского и амуджиканского комплексов, для интрузивов, распространенных в Монголо-Охотской складчатой области, сохранено название «сретенский» комплекс, а для интрузивов, залегающих в зоне мезозойской активизации (Селенгино-Яблоновой складчатой области) — «амуджиканский» комплекс. При этом в составе сретенского комплекса рассматриваются не только массивы и штоки гиганто- и крупнопорфировидных гранитов и гранит-порфиров, как это делалось ранее, но также предшествующие гранитам штоки диоритового и гранодиоритового состава и более поздняя по отношению к гранитам серия даек (годойского типа) со сменой пород от гранит-порфиров до лампрофиров.

Возраст интрузивов сретенского комплекса определяется прорыванием ими нижне-среднеюрских отложений и массивов средне-верхнеюрских отложений и массивов средне-верхнеюрского шахтаминского комплекса (в районе поселков Шахтама, Усть-Аленук, Алтача, горы Кудикан). Кроме того, штоки и дайки комплекса прорывают местами вулканогенные образования средней толщи шадаронской серии (J_3), обнаруживая с ними родственную связь (бассейны рек Широкой, Мунги, Голютая, Будюмкана). Верхняя возрастная граница определяется прорыванием пород комплекса Ботовским и Березовским штоками кукульбейского комплекса и нахождением гальки крупнопорфировых пород в верхнеюрских-нижнемеловых отложениях усть-карской свиты.

Данные абсолютного возраста весьма разноречивы даже для одних и тех же массивов (191—105 млн. лет). Однако наиболее близкие одно другому значения (8 определений из 16) лежат в интервале 150—135 млн. лет, указывая позднюю юру, что согласуется с геологическими данными.

Наиболее крупные массивы комплекса (Сретенский — 450 *км*², Карачачинский — 300 *км*² Актаиканский — около 700 *км*²), сложенные преимущественно гигантопорфировидными гранитами, и различного состава штоки тяготеют к пришилкинской части Монголо-Охотского разлома. Ряд интрузивов (Верхнесоктуйские, Иккирийский) располагается в зоне восточного ограничения Агинского массива, которая, вероятно, является западной границей распространения комплекса. В удалении от этих крупных швов многочисленные проявления того же возраста представлены лишь малыми телами. Штоки и дайки сконцентрированы в роях и локальных поясах. Наиболее крупные и насыщенные дайками пояса сретенского комплекса, как и аналогичные им дайковые пояса амуджиканского комплекса, имеют субширотное простирание и располагаются в пределах зоны север-северо-восточного простирания, протягивающейся от верховьев Унды до верховьев Амазара. Этим фиксируется магмоконтролирующая структура лестничного типа, секущая Монголо-Охотский разлом (рис. II-12).

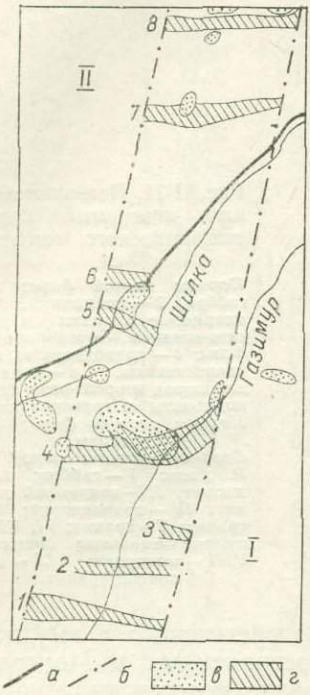


Рис. II-12. Шахтамино-Амазарская магмоконтролирующая структура.

а — Монголо-Охотский глубинный разлом; *б* — границы Шахтамино-Амазарской магмоконтролирующей структуры; *в* — интрузивы сретенского и амуджиканского комплексов; *г* — пояса концентрации даек и штоков. *I* — зона мезозойской складчатости Монголо-Охотской складчатой области. *II* — зона мезозойской активизации Селенгино-Яблоновой складчатой области. *Пояса концентрации даек и штоков:* *1* — Шахтамино-Золинский, *2* — Буня-Быстринский, *3* — Широкинский, *4* — Актаиканский, *5* — Годойский, *6* — Пильненский, *7* — Амуджиканский, *8* — Итака-Амазарский.

Интрузивные тела комплекса обладают обычно разной ориентировкой и довольно прямолинейными плоскостями контактов с резкими перегибами; часты разных направлений апофизы и эруптивные брекчии.

Комплекс характеризуется многофазностью, большим количеством и своеобразием петрографических видов, сменяющих друг друга в определенной последовательности от пород среднего состава к кислым и затем вновь к основным.

Гомодромный ряд

Породы 1 фазы — диориты, монцониты, диорит-порфириты (дайки, штоки).

Породы 2 фазы — гранодиорит-порфиры, порфировидные гранодиориты (штоки, дайки).

Породы 3 фазы (главной) — гигантопорфировидные граниты, гранит-порфиры (массивы, штоки, дайки).

Антидромный ряд

Породы 4 фазы — граносиенит-порфиры и гранодиорит-порфиры (дайки).

Породы 5 фазы — кварцевые и кварц-ортоклазовые диоритовые порфириты (дайки).

Породы 6 фазы — спессартиты, одиниты (дайки).

Количество проявившихся фаз в разных участках различное. Есть массивы и штоки, не сопровождающиеся дайками антидромного ряда. Наиболее полно породы всех фаз комплекса представлены в крупных поясах распространения штоков и даек.

Диоритовые и сиенит-диоритовые породы первой фазы обладают нередко порфировым сложением и содержат зональный плагиоклаз № 43—25 (35—50%), обыкновенную роговую обманку или авгит (15—30%), биотит (8—15%), кварц (2—8% до 15%), калишпат (до 15—20%).

Породы второй фазы представлены гранодиорит-порфирами или порфировидными гранодиоритами. В крупных телах они связаны постепенными переходами с гранитами. Вкрапленники, имеющие размеры от 0,5 до 2 *см*, сложены преимущественно плагиоклазом, в меньшем количестве — ортоклазом. В среднем олигоклаз-андезин (№ 35—20, преимущественно № 28—30) составляет около 40, изредка до 60, ортоклаз — 10—30, кварц — около 20, биотит и роговая обманка — 10—17%.

Породы третьей (главной) фазы представлены крупно- и гигантопорфировидными гранитами и гранит-порфирами, в эндоконтактах массивов — иногда гранодиоритами. Размер вкрапленников калишпата (*ортоклаз, реже микроклин*) от *3—4* до *12—17 см* в длину, характер их интрателлурический, они содержат включения по зонам роста, имеют иногда трещины, залеченные окружающей массой. Наряду с крупными вкрапленниками обычно присутствуют более мелкие (до 1 *см*) порфировые выделения олигоклаза, кварца, ортоклаза, амфибола и биотита. Иногда намечается до трех различных генераций вкрапленников. Олигоклаз в этих породах составляет 30—50, ортоклаз — 20—40, кварц — *20—30, биотит* — 2—8, *роговая обманка* — 0—6%.

Породы антидромного ряда обнаруживают генетическое родство с породами более раннего гомодромного ряда, выражающееся в первую очередь в наличии крупных вкрапленников калишпата и кварца, которые в поздней серии сохраняются даже в породах среднего — основного состава. Наиболее резко особенности этих пород выражены в кварц-калишпатовых порфиритах, где в лампрофировой или порфировой массе *присутствуют овоидные вкрапленники ортоклаза, окруженные* олигоклаз-андезиновой каймой, резорбированные кристаллы кварца, замещенные с периферии пироксеном или амфиболом, а также кристаллы андезина с олигоклазовыми ядрами и кристаллы зеленой, с бурыми каймами роговой обманки.

Из акцессорных минералов характерны апатит, сфен, циркон. Первые два минерала преобладают в породах среднего состава, содержание *циркона увеличивается в кислых разностях. Рудные минералы* обычно представлены магнетитом, пиритом, галенитом и другими.

Петрохимически (табл. II-14, рис. II-13) большинство пород комплекса принадлежит нормальному ряду, характерны небольшое преобладание натрия над калием до равной их роли в кислых разностях, малое содержание кальция, повышенная магнезиальность. Эволюция состава выражается увеличением щелочности от более ранних к *более поздним породам. В гомодромном ряду более щелочными являются* кислые разновидности, в антидромном — более основные. Это отражается и в уменьшении коэффициента Пикока, который для пород раннего ряда равен 56—58, позднего — 54—56.

Приконтактовые изменения пород, вмещающих интрузивы сретенского комплекса, выражаются в ороговиковании терригенных отложений, иногда скарнировании карбонатных пород. Ширина зон этих изменений не превышает 1 *км*.

Аналогом сретенского комплекса по возрасту, составу и последовательности формирования пород являются интрузивы нерчинско-заводского, или куйтунского, комплекса в Приаргунье, для которых характерны ассоциация с эффузивами, отсутствие крупнопорфировых фаций и, очевидно, меньшая глубина формирования. Между проявлениями сретенского и нерчинско-заводского комплексов существует вся *серия промежуточных образований.*

Отчетливую генетическую связь с интрузиями комплекса обнаруживает золото-молибденовое оруденение. Месторождения приурочены в основном к Иенда-Шахтаминской металлогенической зоне, где интрузии комплекса проявлены в наиболее полном варианте. Оруденение

Таблица II-14

Средний химический состав и числовая характеристика пород Сретенского комплекса

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5	6	7
SiO_2	60,22	63,67	66,58	69,97	65,47	59,74	56,56
TiO_2	0,81	0,77	0,48	0,42	0,47	0,57	0,89
Al_2O_3	14,67	14,90	15,06	14,64	15,87	15,48	14,10
Fe_2O_3	1,12	0,84	0,83	0,51	1,59	1,64	2,13
FeO	4,36	3,43	2,75	2,32	2,12	4,06	4,35
MnO	0,09	0,09	0,05	0,04	0,06	0,06	0,09
MgO	4,70	3,89	2,47	1,02	2,54	5,07	6,27
CaO	4,72	3,65	3,21	2,01	3,09	3,89	5,09
Na_2O	3,21	3,51	3,55	3,86	3,57	3,70	3,32
K_2O	3,23	2,99	3,31	4,08	3,74	3,48	3,52
Сумма . . .	97,13	97,74	98,29	98,87	98,52	97,69	96,32
a	11,7	12,0	12,4	14,2	13,2	13,2	12,3
c	3,9	4,0	3,9	2,4	3,8	3,8	3,2
b	14,8	10,9	7,5	4,5	8,1	14,8	19,5
s	69,6	73,1	76,2	78,9	74,9	68,2	65,0
a'	—	—	—	6,0	6,7	—	—
f'	34,7	36,0	43,6	56,7	41,2	34,9	30,4
m'	53,4	60,3	56,4	37,3	52,1	58,3	54,6
c'	11,9	3,7	—	—	—	6,8	15,0
n	60,5	63,6	61,5	58,1	59,8	61,9	58,9
φ	6,4	6,2	9,1	9,0	16,8	9,2	9,1
t	0,9	0,9	0,5	0,4	0,5	0,8	1,1
Q	11,9	18,2	23,7	27,0	49,6	6,2	2,2
a/c	3,0	3,0	3,2	5,9	3,5	3,5	3,8

* Номер анализа. Прогрессивный ряд: 1 — диоритовые порфириты (первая фаза; среднее из 5 анализов; 2 — гранодиорит-порфиры и гранодиориты (вторая фаза; среднее из 6 анализов); 3 — гигантопорфировидные граниты (среднее из 12 анализов); 4 — гранит-порфиры (третья фаза; среднее из 20 анализов). Регрессивный ряд: 5 — гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры (среднее из 15 анализов); 6 — кварцево-ортоклазовые диоритовые порфириты (среднее из 12 анализов); 7 — лампрофиры (среднее из 6 анализов).

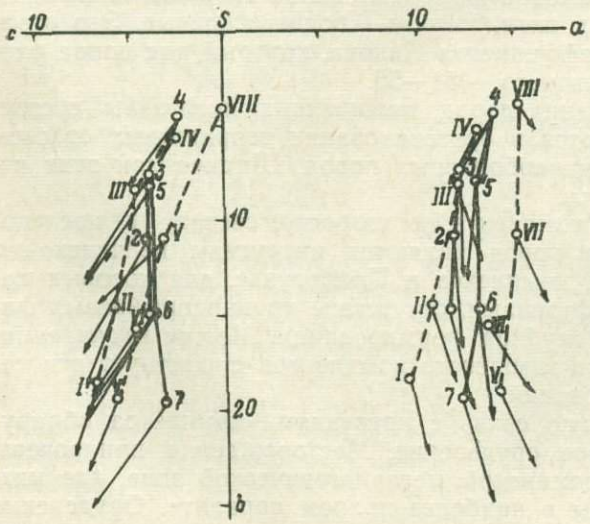


Рис. II-13. Петрохимическая диаграмма пород сретенского комплекса.

Прогрессивный ряд: 1 — диоритовые порфириты (первая фаза), *2* — гранодиорит-порфиры и гранодиориты (вторая фаза), *3* — гигантопорфировидные граниты меланократового облика, *4* — гигантопорфировидные граниты и гранит-порфиры лейкократового облика (третья фаза). *Регрессивный ряд: 5* — гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, *6* — кварцево-ортоклазовые диоритовые порфириты, *7* — лампрофиры.

Средние составы пород по Р. Дэли: I — диорит; *II* — кварцевый диорит; *III* — гранодиорит; *IV* — гранит; *V, VII* — щелочноземельные сиениты; *VI* — монцонит; *VIII* — щелочной гранит.

локализуется в пределах дайковых поясов и роев. С интрузивами, переходными к нерчинско-заводскому типу, ассоциирует золото-полиметаллическое оруденение.

Кукульбейский комплекс. Интрузивы комплекса распространены в двух зонах Юго-Восточного Забайкалья: в зоне юрского прогиба (Газимурской) и в направлении простирания этого прогиба, к юго-западу (в Агинской зоне). Комплекс является аналогом харалгинского комплекса, известного в юго-западной части Забайкалья.

Кукульбейский комплекс выделен Ю. А. Билибиным в 1953 г. Название комплекса происходит от Кукульбейского хребта, где расположен Соктуйский массив, пользующийся особым вниманием исследователей как типичный представитель комплекса.

О нижней возрастной границе кукульбейского комплекса имеются разногласия. Большинство геологов считает, что породы комплекса прорывают все юрские образования, включая эффузивы поздней юры, а также секут интрузивы шахтаминского комплекса, как это установлено в 1963 г. И. Г. Рутштейном и другими, в 1965 г. Р. В. Лесняком и другими, но, по данным Н. В. Шталь (1960), Д. М. Шилина и Н. В. Шталь (1963), кукульбейский комплекс древнее поздней юры и шахтаминского комплекса. Однако всеми позднейшими исследованиями подтверждается первая точка зрения, и кукульбейский комплекс является завершающим звеном юрского тектоно-магматического цикла. Абсолютный возраст по 9 определениям аргоновым методом лежит в пределах 146—98 млн. лет (табл. II-15), что в среднем составляет 122 млн. лет и соответствует раннему мелу. Но по геологическим данным это маловероятно. Едва ли кукульбейский комплекс может оказаться моложе поздней юры.

В Агинской зоне породами, вмещающими интрузивы кукульбейского комплекса, являются палеозойские песчанико-сланцевые отложения, в Газимурской — как палеозойские, так и мезозойские осадочные, эффузивные и интрузивные.

Таблица II-15

Абсолютный возраст пород Кукульбейского комплекса

Номер образца	Порода и минерал, по которому определен возраст	Местонахождение	Возраст, млн. лет	Автор коллекции, год сбора, лаборатория
П-19	Биотит из биотитового гранита	Олдандинский массив	146	Д. М. Шилин, 1954. ВСЕГЕИ
5-Д	Мусковит из пегматита	Дурулгуевский массив, у пос. Булун	146	Н. В. Шталь, 1955. ВСЕГЕИ
П	Биотит из пегматита	Адун-Челонский массив	98	Р. В. Лесняк, 1961. Читинское геологическое управление
1	Микроклин из пегматита	Там же	110	В. А. Корнетова, 1954
АВ-1506	Биотит из гранит-порфира	Соктуйский массив, падь Капчеранга	98	И. Г. Рутштейн, 1959. Читинское геологическое управление
3-62	Биотит из гранита	Соктуйский массив, верховья пади Сундунга	136	Р. В. Лесняк, 1962. Читинское геологическое управление
—	Мусковит из амазонитового гранита	Этыкинский массив	130	И. Ф. Григорьев, 1957

Все интрузивы кукульбейского комплекса обладают сравнительно небольшими размерами (до 300 *км*^{2}), часто это — штоки. Многие тела имеют вытянутость на северо-восток, подчеркивая приуроченность к разломам этого направления. Геофизическими работами установлено, что некоторые массивы залегают на пересечении разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Для отдельных массивов устанавливается куполовидная форма. Соктуйский массив окружен дайками, внедрившимися по концентрическим трещинам.

Всеми исследователями признается многофазность кукульбейского комплекса, но о количестве фаз мнения расходятся: их насчитывают от двух до пяти. Р. В. Лесняк, детально изучивший Соктуйский массив, выделяет породы трех последовательных фаз: 1) гранодиориты, 2) биотит-роговообманковые граниты, 3) лейкократовые и биотитовые граниты. Однако породы первой (по Р. В. Лесняку) фазы большинство исследователей предпочитает выделять в самостоятельный шахтаминский комплекс. М. И. Кузьмин и В. С. Антипин для того же массива выделяют уже породы пяти фаз: 1) роговообманково-биотитовые граниты, 2) биотитовые граниты (главной фазы), 3) кварцевые сиениты и граносиениты, 4) порфировидные граниты (фазы дополнительных интрузий), 5) жильные граниты, аплиты и пегматиты. Более ранние гранодиориты М. И. Кузьмин и В. С. Антипин рассматривают в качестве самостоятельных образований, что, по-видимому, более правильно.

Авторы данного очерка выделяют в составе кукульбейского комплекса породы трех фаз: 1) гранодиориты (биотит-роговообманковые граниты, по Р. В. Лесняку); 2) биотитовые и лейкократовые граниты главной интрузивной фации с гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и граносиенит-порфирами эндоконтактовой фации; 3) амазонитовые граниты, а также граносиениты и кварцевые сиениты, по М. И. Кузьмину, В. С. Антипину [1965]. Взаимоотношения амазонитовых гранитов с граносиенитами и кварцевыми сиенитами неизвестны, так как они залегают в разных массивах. К третьей фазе амазонитовые граниты отнесены с некоторой долей вероятности только на том основании, что биотитовые и лейкократовые граниты рассечены амазонитовыми.

О генезисе амазонитовых гранитов существуют две точки зрения. Одни исследователи (А. А. Беус, А. А. Ситнин, А. И. Гинзбург) считают, что амазонитовые граниты, представляют собой метасоматическую переработку пород более поздней фазы комплекса. Другие — О. Д. Левицкий, В. В. Аристов, Р. М. Константинов, Е. А. Станкеев (1963) — считают, что амазонитовые граниты — это самостоятельные интрузивные породы, сформировавшиеся из магмы, которая была обогащена щелочами (Na и K) и летучими компонентами (F). Эту магму они рассматривают как продукт глубинной дифференциации магмы обычных биотитовых гранитов, создавшей в комплексе интрузивы, подобные Олдандинскому и др.

Дайковые породы представлены мелкозернистыми и аплитовидными гранитами, а также пегматитами. В экзоконтактовой зоне распространены гранит-порфиры, которые являются апофизами массива.

Гранодиориты первой фазы известны в северо-восточной части Соктуйского массива, залегающего в Газимурской зоне. Они состоят из плагиоклаза № 27—28 (39%), микроклин-пертита (29%), кварца (15,7%), роговой обманки (8,4%), биотита (7,3%). Оптические исследования калиевого полевого шпата показали, что он обладает триклинностью, значения которой не выше 0,6. Угол оптических осей отрицательный и колеблется от 80 до 84°. Роговая обманка имеет угол $2V = -65 \div 70°$, $cNg = 17 \div 19°$; $Ng—Np = 0{,}013 \div 0{,}021$. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ортитом, сфеном.

Очевидно, к производным первой фазы интрузии следует относить и гранодиориты 1 этапа (по Н. В. Шталь, 1952) Дурулгуевского мас-

сива, которые в приконтактовых частях интрузива переходят в гибридные кварцевые диориты и диориты.

Породы второй фазы распространены повсеместно. Наиболее развиты породы главной интрузивной фации: биотитовые и лейкократовые граниты. В их состав входят: калиевый полевой шпат (30—40%), плагиоклаз № 12—15 (30%), кварц (25—35%), биотит (1—5%); из акцессорных минералов — магнетит, флюорит, циркон, апатит.

Калиевый полевой шпат в гранитах Газимурской зоны — ортоклаз-пертит, имеющий угол $2V=68\div76°$, $\Delta_o=0{,}15\div0{,}55$, $\Delta_p=0\div0{,}2$. Пертиты замещения преобладают над пертитами распада. Калиевый полевой шпат в гранитах Агинской зоны — микроклин-пертит, обладающий углом $2V=76\div87°$, $\Delta_o=0{,}72\div0{,}89$, $\Delta_p=0{,}83$. Преобладают микро- и криптопертиты.

Плагиоклазы в гранитах Газимурской зоны принадлежат двум генерациям, из которых поздняя образовалась в автометасоматическую стадию. Ранние плагиоклазы частично замещены и обросли по краям ортоклазом, поздние — сами замещают ортоклаз. Ранний плагиоклаз — олигоклаз № 12—15. Для него характерны обычные полисинтетические двойники по альбитовому закону. Среди плагиоклазов поздней генерации можно в свою очередь выделить три разновидности. Первая разновидность — пертиты распада в ортоклазе. Они занимают до 50% объема минерала, имеют вид волокон, пересекают шахматный альбит и сохраняются как реликты в позднем альбите. Вторая разновидность шахматный альбит, его зерна сохраняют реликты ортоклаза. Третья разновидность, самая последняя по времени, представлена цепочками альбита № 0—3, окружающими зерна ортоклаза.

Плагиоклаз в гранитах Агинской зоны — альбит-олигоклаз с двойниками по альбитовому закону, реже по эстерельскому. Плагиоклаз обладает слабой непрерывной зональностью. Центральная часть зерна имеет состав № 20, краевая — № 12. На контакте с микроклином в плагиоклазе образуются мирмекиты, чаще криптомермикиты. По плагиоклазу развивается крупночешуйчатый мусковит, по краям идет замещение альбит-олигоклаза микроклином, иногда кварцем.

В Агинской зоне помимо биотитовых и лейкократовых гранитов более широко, чем в Газимурской, распространены двуслюдяные граниты, местами переходящие в более интенсивно измененные мусковитовые граниты. Они состоят из альбита № 3—4 (29,7%) с двойниками по альбитовому закону, микроклин-пертита с углом $2V=-83\div87°$, $\Delta_o=0{,}78\div0{,}89$ (26,7%), кварца (33,1%), биотита и мусковита (10,4%). Биотит замещается мусковитом. Мусковит встречается как в виде идиоморфных чешуек, так и в виде мелкозернистого агрегата и является продуктом постмагматических процессов.

Типичными породами эндоконтактовой фации в Газимурской зоне являются гранит-порфиры, пользующиеся наибольшим распространением, гранодиорит-порфиры и граносиенит-порфиры. В Агинской зоне эндоконтактовая фация представлена только гранит-порфирами.

В числе фенокристаллов гранит-порфиров присутствует плагиоклаз (№ 10—12 в породах Газимурской зоны и № 3—4 в породах Агинской); ортоклаз-пертит (с углом $2V=-72\div68°$, $\Delta_o=0{,}11\div0{,}15$ в породах Газимурской зоны и микроклин-пертит с углом $2V=-68\div66°$, $\Delta_o=0{,}40\div0{,}45$, $\Delta_p=0{,}40$ в породах Агинской зоны); кварц, биотит. Акцессорные минералы гранит-порфиров — циркон, апатит, флюорит.

Гранодиорит-порфиры от гранит-порфиров отличаются меньшим содержанием калиевого полевого шпата и кварца, но большим содержанием темноцветных и плагиоклаза. Соотношения количества вкрапленников и основной массы варьируют в широких пределах: нередко вкрапленники составляют до 70% объема породы (в гранит-порфирах 15—20%). Плагиоклаз вкрапленников и основной массы имеет состав

№ 28—30. Калиевый полевой шпат отличается от калиевого полевого шпата гранит-порфиров несколько меньшими значениями угла $2V = -60 \div 66°$, $\Delta_0 = 0{,}22$.

Граносиенит-порфиры залегают в непосредственном контакте с юрскими ороговикованными породами. Они содержат плагиоклаз № 15—16. Кристаллооптическое изучение вкрапленников калиевого полевого шпата показало, что он имеет угол $2V = -55 \div 57°$, $\Delta_0 = 0{,}15 \div 0{,}28$.

Амазонитовые граниты третьей фазы образуют в районе два небольших массива — Этыкинский и Ачиканский. Минеральный состав амазонитовых гранитов подвержен широким колебаниям. В состав их входят минералы: альбит (25—30%), микроклин-амазонит (20—30%), кварц (30—40%), топаз (0,5—5%), цинвальдит (единичные чешуйки). Среди акцессорных минералов присутствуют касситерит, тантало-ниобат, циркон, флюорит.

Граносиениты и кварцевые сиениты третьей фазы слагают тело, обнаженное на площади 10 $км^2$ на севере Соктуйского массива. В состав этих пород входят: калиевый полевой шпат (50—60%), плагиоклаз № 12—15 (20—30%), кварц (4—10%), роговая обманка (4—8%) очень редко в сочетании с биотитом (1,2—1,5%), пироксеном (0,5%). Акцессорные минералы — циркон, апатит, магнетит.

Из этого сравнительного описания петрографии пород кукульбейского комплекса, распространенных в Газимурской и Аргунской зонах, можно видеть, что все породы представляют собой в общем единый комплекс, несмотря на несколько различные условия формирования интрузивов в этих двух зонах. Некоторые тонкие отличия (см. выше) есть только в характере калиевого полевого шпата и в составе плагиоклаза, который в Газимурской зоне несколько кислее.

Почти все породы кукульбейского комплекса по классификации А. Н. Заварицкого относятся к классу 2 пересыщенных кремнеземом пород. Исключением являются диориты (табл. II-16, анализ 1) Дурулгуевского массива, принадлежность которых к кукульбейскому комплексу не вполне ясна, и граносиениты (табл. II-16, анализ 6), имеющие малое распространение, которые относятся к классу 3 слабо пересыщенных кремнеземом пород. При этом часть пород относится к группе 3, богатых щелочами, а часть — к группе 4, умеренно богатых щелочами (табл. II-16, рис. II-14).

Гранодиориты первой фазы кукульбейского комплекса характеризуются более низкими значениями Q по сравнению с гранитами второй фазы комплекса и более высокими параметрами c и b, что вызвано большей меланократовостью этих пород и наличием в них более основного плагиоклаза. Граниты и гранит-порфиры второй фазы кукульбейского комплекса, в отличие от пород первой фазы, характеризуются возрастанием кислотности и одновременным увеличением роли свободного кремнезема.

Сравнение химического состава амазонитовых гранитов третьей фазы с биотитовыми и лейкократовыми гранитами второй показывает резкую пересыщенность амазонитовых гранитов глиноземом ($a' = 78{,}8$ против $a' = 14{,}6$ в гранитах). Это, вероятно, связано с присутствием в амазонитовых гранитах такого высокоглиноземистого минерала, как топаз. Значительное преобладание коэффициента a над c ($a/c = 60{,}3$ против $a/c = 13{,}1$ в гранитах второй фазы) является следствием щелочного характера алюмосиликатов. Амазонитовые граниты содержат пониженные количества FeO и MgO.

Граносиениты и кварцевые сиениты от пород первой и второй фаз отличаются большей величиной характеристики a (20,4) и низким содержанием кремнезема ($Q = 6{,}5$).

Для геохимической характеристики кукульбейского комплекса использованы результаты полуколичественных и количественных спект-

Таблица II-16

Средний химический состав и числовая характеристика гранитоидов Кукульбейского комплекса

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5	6	7
SiO_2	60,39	68,38	73,29	73,52	72,10	64,87	76,20
TiO_2	0,78	0,49	0,16	0,14	0,11	0,50	0,10
Al_2O_3	16,07	15,05	14,02	13,32	15,84	16,93	12,56
Fe_2O_3	0,76	0,85	0,57	0,33	0,36	1,87	0,24
FeO	4,98	3,04	1,37	1,96	0,24	1,82	1,9
MnO	0,07	0,05	0,04	0,03	0,05	0,06	0,01
MgO	4,46	0,87	0,35	0,64	0,03	0,32	0,20
CaO	4,75	2,30	0,90	1,16	0,28	1,20	0,45
Na_2O	3,77	3,57	3,66	3,13	5,71	5,19	3,14
K_2O	3,10	4,12	4,71	5,02	4,22	6,21	4,78
Сумма	99,13	98,72	99,07	99,25	98,94	98,97	99,58
a	12,2	13,8	14,4	13,6	18,1	20,5	13,1
c	4,2	2,8	1,1	1,3	0,3	1,1	0,4
b	13,5	5,6	2,7	4,3	2,2	4,1	4,1
s	70,1	77,8	81,8	80,8	79,4	74,3	82,3
a'	—	9,8	14,6	21,5	78,8	—	47,7
c'	9,7	—	—	—	—	8,2	—
f'	37,2	63,4	66,0	55,4	21,2	80,4	44,4
m'	53,1	26,8	19,4	23,1	0,0	11,4	7,9
n	64,8	56,8	53,7	48,5	67,1	56,0	49,5
φ	3,8	12,2	19,4	6,1	12,1	39,3	3,2
t	0,9	0,5	0,1	0,0	0,0	0,5	0,0
Q	11,6	25,2	33,7	33,1	22,3	6,5	38,1
a/c	2,9	4,9	13,1	10,4	6,0	18,6	3,3

* Номер анализа: 1 — диориты (среднее из 2 анализов); 2 — гранодиориты (среднее из 9 анализов); 3 — граниты (среднее из 27 анализов); 4 — гранит-порфиры (среднее из 4 анализов); 5 — амазонитовые граниты (среднее из 2 анализов); 6 — граносиениты и кварцевые сиениты (среднее из 3 анализов); 7 — гранит-порфиры из даек (среднее из 4 анализов).

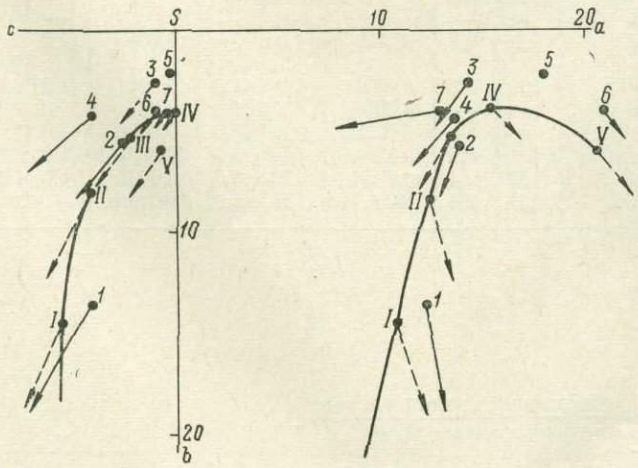


Рис. II-14. Петрохимическая диаграмма пород кукульбейского комплекса.

1 — диориты; 2 — гранодиориты; 3 — граниты; 4 — гранит-порфиры краевой фации; 5 — амазонитовые граниты; 6 — граносиениты и кварцевые сиениты; 7 — гранит-порфиры из даек.

Средние типы пород по Р. Дэли: I — диориты (включая кварцевые диориты); *II* — гранодиориты; *III* — гранит всех периодов; *IV* — щелочной гранит; *V* — нордмаркит.

ральных анализов, а также химических анализов пород. Анализы пересчитаны в единицах кларков, т. е. в виде отношения среднего содержания элемента в породе к его кларку — для кислых пород по А. П. Виноградову [1962] (табл. II-17).

В гранодиоритах первой фазы кукульбейского комплекса наблюдается высокое содержание (выше кларка) таких элементов, как Ni, Co, Ti, V, Cr, Pb, Ga, B, P. В количествах ниже кларка содержатся Mn, Mo, Zr, Nb, Cu, Zn, Li, Rb, Cs, F. Повышенное против кларка содержание Ni, Ti, V, Cr связано с наличием в породах роговой обманки, биотита, сфена, являющихся концентраторами этих элементов.

Характер распределения элементов-примесей в породах второй фазы (остальная часть табл. II-17) в общих чертах соответствует этому распределению в породах кислого ряда. Элементы Ni, Ti, V, Cr в породах второй фазы содержатся в количествах ниже кларка. Повышенное против кларка содержание Ni отмечается в гранит-порфирах, Co, Ti и V — в гранодиорит-порфирах, что, вероятно, связано с присутствием в этих породах роговой обманки, биотита, ортита (в гранодиорит-порфирах роговая обманка присутствует в количествах 6—7%, биотит — 5—6%; в гранитах содержится преимущественно биотит — до 5%).

Молибден во всех породах второй фазы присутствует в количествах выше кларка, кроме двуслюдяных гранитов, в которых он не обнаружен.

Цирконий характерен для всех пород комплекса. Минимальное его содержание отмечается в гранодиоритах первой фазы, максималь-

Средние содержания элементов-примесей

Таблица II-17

в породах Кукульбейского комплекса

Элементы	Методы определения	I фаза			II фаза					
		Гранодиориты			Фация					
					Гранит-порфиры			Гранодиорит-порфиры		
		%	K*	Ед. кларка	%	K	Ед. кларка	%	K	Ед. кларка
Mn	Химический	0,05	1,0	0,8	0,07	1,0	0,5	0,006	1,0	1,0
Ni	Полуколичественный	0,005	1,0	6,2	0,0013	0,8	1,6	0,00065	1,0	0,8
Co	То же	0,001	1,0	2,0	0,0003	0,7	0,6	0,00065	1,0	1,3
Ti	Химический	0,63	1,0	2,7	0,18	1,0	0,7	0,3	1,0	1,3
V	Полуколичественный	0,015	1,0	3,7	0,0054	0,8	1,3	0,02	1,0	5,0
Cr	То же	0,01	1,0	4,0	0,003	0,8	0,7	0,003	1,0	1,2
Mo	„	0,00003	0,1	0,7	0,0005	0,8	5,0	0,0002	1,0	2,0
Lr	„	0,002	1,0	0,1	0,005	0,9	0,2	0,006	1,0	0,3
Nb	„	0,0017	0,9	0,8	0,0029	0,2	1,4	Не обн.	—	—
Cu	„	0,0015	1,0	0,7	0,002	0,8	1,0	0,003	1,0	1,5
Pb	„	0,003	1,0	1,5	0,002	0,8	1,0	0,003	1,0	1,5
Zn	„	0,003	1,0	0,5	0,0027	0,7	0,4	0,006	1,0	1,0
Sn	„	0,0001	0,1	0,3	0,00054	0,8	1,8	0,0003	1,0	1,0
Ga	Количественный	0,0025	1,0	1,2	0,0024	1,0	1,2	0,0025	1,0	1,2
Y	Полуколичественный	Не обн.	—	—	Не обн.	—	—	Не обн.	—	—
Yb	То же	„	—	—	„	—	—	„	—	—
Sr	„	0,01	1,0	0,3	„	—	—	„	—	—
Ba	„	Не обн.	—	—	„	—	—	„	—	—
Li	Количественный	0,003	1,0	0,7	0,012	1,0	3,0	0,003	1,0	0,7
Rb	То же	0,007	1,0	0,3	0,03	1,0	1,5	0,026	1,0	1,3
Cs	„	Не обн.	—	—	0,0007	0,3	1,4	0,001	1,0	2,0
Be	„	„	—	—	0,0072	0,8	13,0	0,0026	1,0	4,7
F	„	0,04	1,0	0,5	0,12	1,5	1,5	0,09	1,0	1,1
B	„	0,003	1,0	2,4	0,0054	1,0	3,6	0,0035	1,0	2,3
P	Химический	0,17	1,0	2,4	0,08	1,0	1,1	Не опр.	—	—
Кол-во анализов	химических	5			4			—		
	полуколичественных	3			7			2		
	количественных	1			12			2		

* $K = \frac{\text{количество проб, содержащих данный элемент}}{\text{количество анализированных проб}}$.

фаза												
эндоконтакта	Главная интрузивная фация											
Граносиенит-порфиры			Биотитовые граниты			Лейкократовые граниты			Двуслюдяные граниты			
%	K	Ед. кларка	%	K	Ед. кларка	%	K	Ед. кларка	%	K	Ед. кларка
0,03	1,0	0,5	0,055	1,0	0,9	0,05	1,0	0,8	0,10	1,0	1,6
0,00065	1,0	0,8	0,0003	0,8	0,3	0,0005	0,7	0,6	Не обн.	—	—
0,0003	1,0	0,6	0,0001	0,4	0,5	Не обн.	—	—	„	—	—
0,1	1,0	0,4	0,14	1,0	0,6	0,14	1,0	0,6	0,16	1,0	0,7
0,0065	1,0	1,6	0,0032	1,0	0,8	0,002	0,8	0,5	0,0015	1,0	0,3
0,003	1,0	0,1	0,002	0,5	0,8	0,0007	0,3	0,2	Не обн.	—	—
0,0002	1,0	2,0	0,0005	0,3	5,0	0,00001	0,2	1,0	„	—	—
0,003	1,0	0,1	0,0074	1,0	0,4	0,07	1,0	3,5	0,02	1,0	1,0
Не обн.	—	—	0,0014	0,5	0,7	0,004	0,5	2,0	0,01	1,0	5,0
0,003	1,0	1,5	0,0038	1,0	1,9	0,0022	0,9	1,1	0,003	1,0	1,5
0,002	1,0	1,0	0,011	1,0	5,5	0,0026	1,0	1,3	0,001	1,0	0,5
0,006	1,0	1,0	0,003	0,5	0,5	0,0013	0,7	0,2	Не обн.	—	—
0,0003	1,0	1,0	0,0023	0,9	7,7	0,0005	0,7	1,7	0,004	1,0	10,0
0,002	1,0	1,0	0,0024	1,0	1,2	0,002	1,0	1,0	0,0020	1,0	1,0
Не обн.	—	—	0,001	0,9	0,3	0,0072	0,7	2,1	0,002	1,0	0,5
„	—	—	Не обн.	—	—	0,0007	0,3	1,7	Не обн.	—	—
„	—	—	0,0022	0,6	0,7	0,0025	0,1	0,08	„	—	—
„	—	—	0,03	0,5	0,3	0,0025	0,1	0,03	0,005	0,5	0,04
0,001	1,0	0,2	0,016	1,0	4,0	0,018	1,0	4,5	Не опр.	—	—
0,006	1,0	0,3	0,041	1,0	2,0	0,034	1,0	1,7	„	—	—
0,00025	1,0	0,5	0,001	0,8	2,0	0,0013	0,7	2,6	„	—	—
Не обн.	—	—	0,0034	1,0	6,1	0,0022	1,0	4,0	0,0023	1,0	4,1
„	—	—	0,27	1,0	3,3	0,16	0,8	2,0	0,40	1,0	5,0
0,0043	1,0	2,8	0,0046	1,0	3,0	0,004	1,0	2,6	0,027	1,0	1,8
0,11	1,0	1,5	0,07	1,0	1,0	0,07	1,0	1,0	Не опр.	—	—
1			6			6			1		
1			11			16			2		
1			12			15			1		

ное — в лейкократовых гранитах второй фазы. Известно, что цирконий накапливается в более поздних дифференциатах магмы. Это подтверждается и нашими данными. Максимальное содержание ниобия характерно для двуслюдяных гранитов, где основным носителем ниобия, вероятно, является мусковит. Медь и свинец присутствуют в количествах выше кларка или в количествах, равных кларку. Исключение составляют двуслюдяные граниты, в которых свинец присутствует в количестве ниже кларка. Цинк в количествах, равных кларку, присутствует в гранодиоритах и граносиенитах, в двуслюдяных гранитах не обнаружен, а в остальных породах присутствует в количествах ниже кларка.

Для кукульбейского комплекса характерно наличие олова. Максимальное содержание олова отмечается в двуслюдяных гранитах и биотитовых. Уменьшение его содержания в лейкократовых гранитах связано, вероятно, с низкими содержаниями биотита, в котором концентрируется олово.

Галлий содержится в количествах, превышающих кларковые содержания во всех породах кукульбейского комплекса. Видимо, повышенное содержание галлия является следствием некоторого увеличения содержания его в процессе альбитизации. Как показывают петрографические исследования, процессы альбитизации наблюдаются в породах первой и второй фаз кукульбейского комплекса.

В ходе развития кукульбейского комплекса отмечается увеличение содержания лития, рубидия и цезия в последних дифференциатах магмы. Наиболее высокое содержание этих элементов отмечается в биотитовых и лейкократовых гранитах. Это подтверждает предположение ряда исследователей (Таусон, 1961; М. И. Кузьмин и другие, 1965), что главным минералом и концентратом лития и рубидия в гранитоидах является биотит. По данным М. И. Кузьмина и В. С. Антипина, содержание рубидия в биотите выше, чем в калиевом полевом шпате. При кристаллизации гранитной магмы рубидий преимущественно входит в биотит и легко замещает калий биотитов. С другой стороны, интенсивность накопления рубидия согласуется с увеличением содержания в биотитовых гранитах фтора.

Бериллий содержится во всех породах второй фазы кукульбейского комплекса в количествах, превышающих кларковые. Максимальное содержание бериллия приходится на гранит-порфиры краевой фации массива и биотитовые граниты. В породах кукульбейского комплекса встречается акцессорный берилл. Это, вероятно, и объясняет содержание бериллия в количествах, превышающих кларковые. Для пород второй фазы характерно высокое содержание фтора и бора. Фосфор содержится в количествах, равных кларку или несколько выше. Это говорит о богатстве кислой магмы летучими.

Детальные геохимические исследования амазонитовых гранитов проводились многими исследователями. Эти породы характеризуются необычайно высокой концентрацией летучих и рудных элементов, что и отличает их от других пород кукульбейского комплекса.

Граносиениты и кварцевые сиениты, по данным М. И. Кузьмина и В. С. Антипина [1965], характеризуются резко пониженным содержанием, как лития, так и рубидия, несмотря на повышенное содержание калия. Уменьшение содержаний редких щелочей в кварцевых сиенитах сопровождается обеднением их фтором в сравнении с гранитами. При этом уменьшение лития и фтора происходит пропорционально, в связи с чем отношение F/Li в них такое же, как и в гранитах. Содержание рубидия пониженное, отношение F/Rb в граносиенитах и кварцевых сиенитах минимальное.

Контактовый метаморфизм, связанный с интрузией кукульбейского комплекса, выражается в образовании роговиков, иногда содержащих андалузит и кордиерит. Ширина зоны контактового ореола составляет

0,5—2 *км*. Изменения пород в зоне экзоконтакта амазонитовых гранитов на разных участках различны. Зона топаз-цинвальдитового грейзена непосредственно примыкает к массиву амазонитовых гранитов и по мощности не превышает 2—3 *м*, далее от контакта следует зона топаз-полевошпатовых роговиков, мощность которых не более 3—4 *м*, и еще далее — зона кварцев-слюдистых сланцев с малым количеством топаза, флюорита и турмалина, мощность ее порядка 5—8 *м*.

Постмагматические процессы в породах кукульбейского комплекса выразились прежде всего в виде калиевого и натрового автометасоматоза. Калиевый автометасоматоз проявился в раннюю щелочную стадию и выразился в замещении плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Натровый автометасоматоз выразился в образовании альбитовых каемок, шахматного альбита и пертитов замещения, являющихся одной из форм альбитизации. Наиболее широко натровый автометасоматоз проявился в породах Газимурской зоны. Кислотная стадия выразилась в грейзенизации гранитоидов и вмещающих пород в Агинской зоне. С ней связано возникновение двуслюдяных, мусковитовых и мусковитизированных гранитов. Низкотемпературный автометасоматоз кислотной и щелочной стадий выразился в слабой серицитизации плагиоклаза и интенсивной каолинизации калиевого полевого шпата.

С интрузивами кукульбейского комплекса связаны месторождения олова, вольфрама и некоторых других редких металлов. Породы комплекса являются представителями гранит-лейкогранитовой формации поздних стадий.

АМУРО-ОХОТСКОЕ ЗВЕНО

Интрузивные образования Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской складчатой области сформированы в результате проявления трех тектоно-магматических циклов: позднепротерозойско-раннепалеозойского, палеозойско-раннемезозойского и мезозойско-кайнозойского. В пределах Баладекского выступа кристаллического фундамента известны также раннепротерозойские габбро, габбро-диориты и анортозиты. Поскольку последние органически связаны с развитием раннепротерозойской складчатой области, подробная характеристика их приведена в разделе о магматизме Становой области. Описания образований удыхинского, удского (приуроченных главным образом к Становому хребту) и иороханского комплексов, локализованных в пределах Буреинского прогиба (рис. II-15), приведены в том же разделе и в разделе о магматизме Буреинского массива.

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ — РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Интрузивные породы раннепалеозойского возраста имеют ограниченное распространение. Они известны лишь в крайней восточной части Монголо-Охотской складчатой области, где образуют ряд небольших массивов в структурах ранних протерозоид и поздних байкалид. Среди интрузивных образований этого возраста выделяются гербиканский и тохиканский комплексы, сформировавшиеся в геосинклинальную стадию развития.

Гербиканский комплекс. Породы комплекса приурочены к Улигданской системе разломов, отделяющих структуры Джагдинского антиклинория от Удской мегасинклинали и Баладекского выступа кристаллического фундамента (см. рис. II-15). Площадь, занятая породами комплекса, составляет 30 *км*^{2}.

Первые сведения о Гербиканском массиве приведены В. И. Серпуховым. Позднее его характеризовали С. И. Бенеславский и В. В. Фролов, Ю. А. Мамонтов, В. Ф. Сигов и Ф. С. Фролов, проводившие гео-

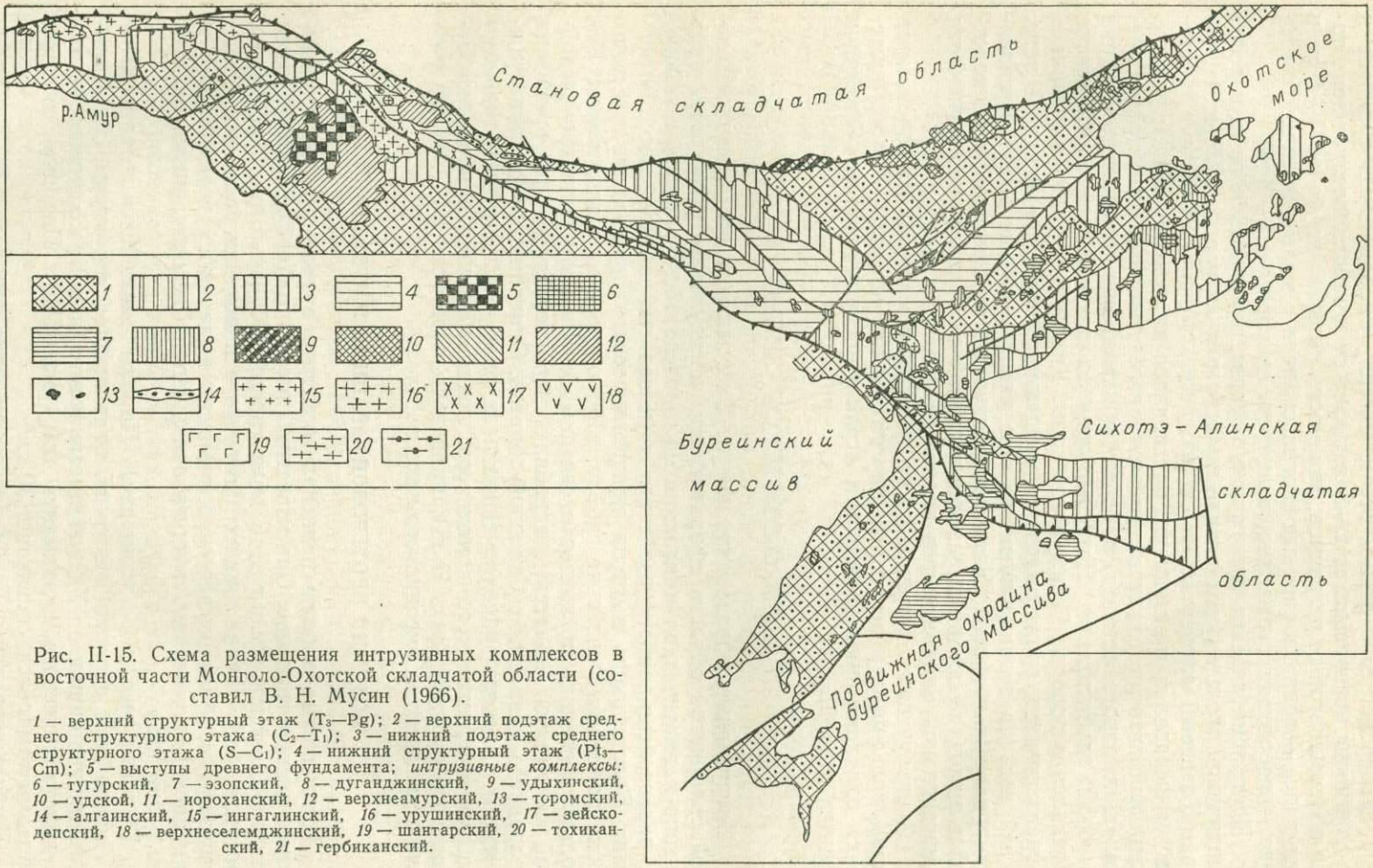


Рис. II-15. Схема размещения интрузивных комплексов в восточной части Монголо-Охотской складчатой области (составил В. Н. Мусин (1966).

1 — верхний структурный этаж (T_3—Pg); *2* — верхний подэтаж среднего структурного этажа (C_2—T_1); *3* — нижний подэтаж среднего структурного этажа (S—C_1); *4* — нижний структурный этаж (Pt_3—Cm); *5* — выступы древнего фундамента; *интрузивные комплексы:* *6* — тугурский, *7* — эзопский, *8* — дуганджинский, *9* — удыхинский, *10* — удской, *11* — иороханский, *12* — верхнеамурский, *13* — торомский, *14* — алгаинский, *15* — ингаглинский, *16* — урушинский, *17* — зейско-депский, *18* — верхнеселемджинский, *19* — шантарский, *20* — тохиканский, *21* — гербиканский.

логическую съемку этого района. Они отнесли все ультрабазиты к дифференциатам единого раннепротерозойского габбро-анортозитового плутона, хотя раньше Л. И. Красный выделял серпентиниты в раннепалеозойский гербиканский комплекс.

Секущее положение внутренних структур интрузивных тел по отношению к вмещающим породам раннепротерозойского возраста, отсутствие мигматитов, весьма характерных для интрузивных образований раннепротерозойского возраста, указывают на то, что интрузии комплекса не являются дифференциатами раннепротерозойского габбро-анортозитового плутона. В то же время среди образований улиганской свиты раннего кембрия известны выходы пород гербиканского комплекса, что, возможно, указывает на их нижнюю возрастную границу. Верхняя возрастная граница определяется тем, что интрузивные образования комплекса прорваны интрузиями габбро и плагиогранитов (абсолютный возраст которых соответственно 550 и 495 млн. лет) и перекрыты конгломератами сородокской свиты среднего девона.

Ультраосновные породы комплекса слагают два небольших штока (Галамский и Гербиканский), имеющих размеры 13—15 *км*^{2}, и ряд более мелких тел в полосе от верховьев руч. Баладек до среднего течения руч. Сородо. Форма их большей частью линзообразная. Массивы сложены гарцбургитами, дунитами и их серпентинизированными разностями. Контакты между этими породами резкие, согласные с первичной полосатостью.

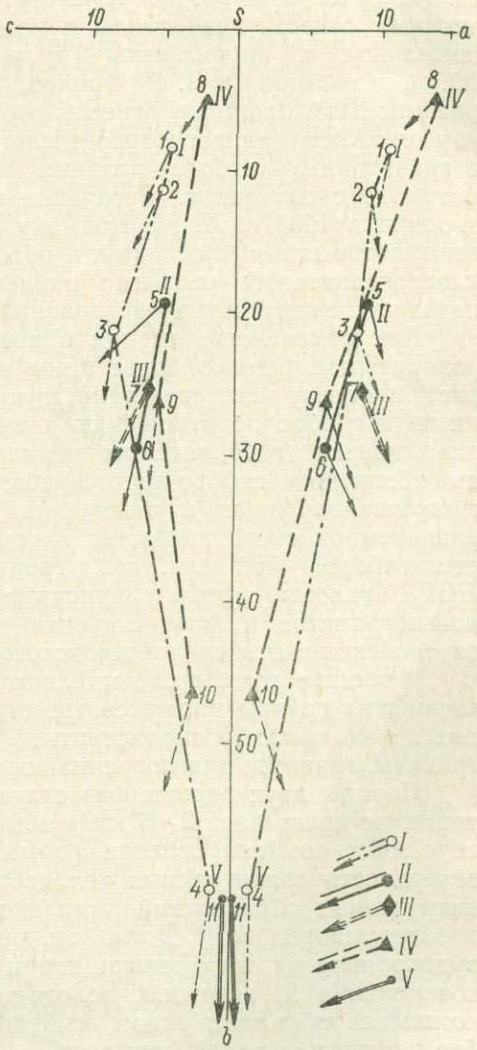


Рис. II-16. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород геосинклинальной стадии развития.

I — зейско-депский комплекс (*1* — плагиограниты, *2* — кварцевые диориты, *3* — диориты, габбро-диориты и габбро, *4* — лерцолиты); *II* — верхнеселемджинский комплекс (*5* — диориты, *6* — габбро); *III* — шантарский комплекс (*7* — габбро); *IV* — тохиканский комплекс (*8* — плагиограниты, *9* — габбро, *10* — пироксениты); *V* — гербиканский комплекс (*11* — дуниты).

Химические составы дунитов и гарцбургитов мало чем отличаются от средних составов пород по Р. Дэли (рис. II-16). Полезные ископаемые, связанные с породами комплекса, представлены небольшими шлировыми скоплениями хром-шпинелидов и маломощными жилками хризотил-асбеста. Повсеместно в породах отмечаются повышенные содержания никеля (до 1%) и кобальта (до 0,12%). Однако отсутствие хорошо развитой коры выветривания на дунитах и гарцбургитах, по-видимому, исключает возможность появления крупных концентраций этих металлов. Породы комплекса являются представителями дунит-гарцбургитовой формации.

Тохиканский комплекс. Породы комплекса распространены на площади около 80 *км*². Они известны в междуречье Шевли — Гербикан, где приурочены к Улиганской системе разломов (см. рис. II-15).

Первые сведения о предположительно раннепалеозойских гранитоидах, габбро и пироксенитах этого района приведены в работе Л. И. Красного и Ю. Ф. Чемекова. В 1960 г. Л. И. Красный счел возможным отнести гранитоиды к позднепалеозойскому дюкчангринскому комплексу, а пироксениты — к раннепалеозойскому гербиканскому. Ю. А. Мамонтов и В. Р. Фролов, проводившие геологическое картирование этой площади, отнесли габбро и пироксениты к дифференциатам сложного раннепротерозойского габбро-анортозитового плутона, а гранитоиды — к более поздним фазам того же раннепротерозойского магматического цикла. Детальные исследования этих образований позволили в 1963 г. Л. М. Колмаку достаточно определенно установить взаимоотношения этих пород и объединить их в тохиканский габбро-плагиогранитовый комплекс раннепалеозойского возраста. Под этим названием интрузивные образования описываются впервые.

Как отмечалось, мнения о возрасте пород комплекса достаточно разноречивы. Однако более всего вероятен их раннепалеозойский возраст, в пользу чего свидетельствуют: секущее положение тел пироксенитов и габбро по отношению к внутренним структурам пород раннепалеозойского гербиканского комплекса и раннепротерозойских габбро-амфиболитов и габбро-анортозитов; наличие даек пироксенитов и плагиогранит-порфиров в отложениях оннетокской и улиганской свит раннекембрийского возраста; данные определения абсолютного возраста: габбро — 550 млн. лет, гранита — 495 млн. лет (лаборатория ДВГУ, валовые пробы); присутствие гальки пироксенитов, габбро и плагиогранитов в фаунистически охарактеризованных конгломератах сородокской свиты среднедевонского возраста.

В составе комплекса выделяют три обособленные по времени формирования группы пород, соответствующие отдельным фазам (от древних к молодым): 1) пироксениты; 2) габбро, габбро-нориты; 3) плагиограниты, граниты, плагиогранит-порфиры.

Породы двух первых фаз слагают небольшие штоки (площадь которых не превышает 2—3 *км*²) обычно округлой, реже вытянутой в северо-восточном направлении формы, и дайки. Площади эродированной поверхности гранитоидных тел достигают 65 *км*². Химические составы интрузивных образований комплекса близки к средним составам аналогичных пород по Р. Дэли (см. рис. II-16). С пироксенитами связаны рудопроявления титаномагнетита и ильменита, с гранитоидами — редкоземельная и, вероятно, золото-кварцевая минерализация. Породы комплекса обладают рядом особенностей, характерных для пород габбро-плагиогранитовой формации.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ — РАННИЙ МЕЗОЗОЙ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СТАДИЯ

Средний палеозой. Интрузивные образования среднепалеозойского возраста известны лишь в Западном Приохотье. Возможно, что среди девонских отложений вулканогенно-кремнистой формации в других районах также имеются продукты интрузивного магматизма, но они остались необнаруженными в силу широко проявленного регионального метаморфизма, затушевавшего различия в макроскопическом облике между вулканогенными и интрузивными образованиями и плохой обнаженности.

Шантарский комплекс. Породы комплекса теснейшим образом связаны с девонскими отложениями вулканогенно-кремнистой форма-

ции, в которых они образуют согласные тела мощностью от 3—5 до 100—200 *м*. Протяженность тел не ясна. Исследованиями Л. И. Красного и В. Н. Мусина интрузивные образования комплекса установлены на о-вах Большой Шантар и Феклистов, а также в северо-западной части п-ова Тугур. Площадь, занятая интрузивами, вряд ли превышает 1% всей площади развития палеозойских отложений региона (см. рис. II-15).

Приуроченность выходов интрузивных пород к участкам развития девонских вулканогенных образований, близость их химических составов, пластовый характер тел, сложенных породами комплекса — все это указывает на теснейшую связь интрузивного и эффузивного магматизма. В то же время вулканиты являются неотъемлемой частью разреза фаунистически охарактеризованных девонских отложений. В базальных конгломератах верхнего триаса в районе бухты Мамга встречается галька амфиболизированного габбро и катаклазированных диоритовых порфиритов.

Породы комплекса сформированы в две интрузивные фазы. Наиболее ранними являются габбро (амфиболизированные в той или иной степени). Позднее сформировались габбро-диоритовые и диоритовые порфириты. Породы первой фазы резко преобладают, составляя 80—90% объема всего комплекса. Как отмечалось, породы комплекса слагают пластовые тела, практически совершенно согласные с простиранием структур вмещающих пород. Лишь в редких случаях отмечаются неровные извилистые контакты и короткие апофизы, секущие вмещающие породы под разными углами. Контакты всегда резкие. В краевых частях интрузивов фиксируются зоны закалки небольшой мощности. В эндоконтактовых зонах встречаются ксенолиты вмещающих пород, обычно ориентированные своими длинными осями параллельно контактам.

По химическому составу породы комплекса близки к средним составам аналогичных пород по Р. Дэли (см. рис. II-16). С интрузивными образованиями комплекса связаны проявления золоторудной минерализации. Породы комплекса являются представителями габбро-диорит-диабазовой формации.

Поздний палеозой. До недавнего времени считалось, что позднепалеозойские интрузивные образования в восточной части Монголо-Охотской складчатой области распространены незначительно. Работы М. Г. Турбина, Л. В. Эйриша и других, показавшие широкое развитие позднепалеозойских осадочных и осадочно-метаморфогенных толщ (относившихся ранее к позднему протерозою — раннему палеозою) в пределах Джагдинского антиклинория, позволили по-новому подойти к расшифровке истории тектонического развития и места в нем интрузивного магматизма, хотя эти вопросы остаются в достаточной степени дискуссионными.

Интрузивные образования позднепалеозойского возраста занимают примерно 30—35% площади, занятой всеми изверженными породами. Выходы интрузивов приурочены главным образом к палеозойским прогибам и к зоне Южно-Тукурингрского разлома.

Верхнеселемджинский комплекс. Породы комплекса локализованы в пределах Верхнеселемджинского позднепалеозойского прогиба, заполненного осадками вулканогенно-терригенной и терригенной формаций. Интрузивные тела известны на водоразделе рек Харга и Малый Наэрген, в верховье кл. Унгличикан, на левобережье р. Селемджи, в бассейне р. Большой Наэрген и др. Площадь, занятая ими, составляет 60—70 *км*^{2}. Под названием «верхнеселемджинский комплекс» эти породы описываются впервые (см. рис. II-15).

Первые сведения о присутствии среди сланцевых толщ верхнеселемджинского района ортопород получены в конце XIX в. А. Хлопо-

ниным. В 1935 г. П. В. Некрасов рассматривал зеленокаменные породы как результат метаморфизма гипабиссальных интрузий основного состава. М. П. Материков считал, что в группу зеленокаменных пород, названную им «амфиболовыми сланцами», входят диориты, древние эффузивы основного состава и мергелистые осадочные породы. В. Ф. Козюра относил аналогичные образования к породам, слагающим метаморфизованные пластовые интрузии диабазовых порфиритов. С. С. Дарбинян и Г. И. Неронский считали их древними измененными эффузивами. Работами последних лет, проведенными группой геологов ДВГУ под руководством Л. В. Эйриша, установлено, что пласты зеленокаменных пород не строго следуют стратиграфическим контактам, а в ряде случаев секут их под острым углом, пересекая разные свиты. Во вмещающих породах обнаружено ороговикование. На основании сравнения степени метаморфизма и приуроченности зеленокаменных пород к различным свитам Л. В. Эйришем были выделены позднепалеозойские (?) метадиориты и позднепалеозойские (?) габброиды. Учитывая возрастную близость габбро и диоритов, приуроченность их к единой структурно-фациальной зоне, их петрохимические, минерально-геохимические свойства и металлоносность, В. Н. Мусин в 1965 г. предложил объединить эти породы в верхнеселемджинский комплекс.

Габброиды и диориты прорывают и метаморфизуют отложения позднепротерозойского — раннепалеозойского, а также средне- и позднепалеозойского возраста. Региональный метаморфизм вмещающих толщ предшествовал интрузиям, так как ороговикованию подверглись уже метаморфизованные породы. С другой стороны, роговиковые ореолы вокруг интрузивов не были захвачены более поздними процессами метаморфизма. Верхняя возрастная граница интрузивных образований комплекса определяется прорыванием их пермо-триасовыми гранитоидами ингаглинского комплекса. Обломки пород верхнеселемджинского комплекса установлены в гальке базальных конгломератов раннего мела («константиновские» конгломераты). Приведенные данные указывают на формирование пород комплекса в позднем палеозое. Определение абсолютного возраста габбро и диоритов дают значения 191—118 млн. лет *. Такие значения, вероятно, отражают возраст метаморфизма, которому подверглись рассматриваемые породы.

Интрузивные образования слагают пластовые тела мощностью до нескольких сотен метров и протяженностью до 10—13 *км*. Будучи согласными с простиранием вмещающих толщ, они вместе с ними участвуют в сложнопостроенных складчатых сооружениях. Секущие контакты редки. В зоне эндоконтакта обычно отмечаются ксенолиты вмещающих пород и четко выраженные зоны закалки. В пределах последних породы приобретают отчетливую порфировую структуру. В экзоконтактах интрузивов вмещающие породы содержат новообразования граната, кварца, альбита и биотита. Ширина зон ороговикования в отдельных случаях достигает 400 *м*, обычно же она не превышает нескольких десятков метров.

Непосредственных взаимоотношений между габброидами и диоритами не установлено. Но распределение этих пород в виде отдельных самостоятельных тел, отсутствие постепенных переходов в тех массивах, где они встречаются совместно, наводят на мысль, что интрузивные образования комплекса сформированы в результате двух фаз внедрения. На это же, возможно, указывает и различная степень метаморфизма пород. Наиболее сильно метаморфизованными являются габбро. В них лишь в редких случаях можно установить реликты первичной (магматической) структуры. Диориты имеют более свежий об-

* Все определения абсолютного возраста, приведенные в данной главе, произведены аргоновым методом.

лик. На основании этих данных можно предположить, что в первую фазу произошло внедрение габбро, а во вторую — диоритов. В количественном отношении габбро преобладают.

По химическому составу породы комплекса близки среднему составу аналогичных пород по Р. Дэли (см. рис. II-16). Породы комплекса относятся к габбро-диорит-диабазовой формации.

Зейско-депский комплекс. Породы этого комплекса слагают ряд интрузивных тел, сосредоточенных в полосе шириной 2—10 *км*, прослеживающейся в субширотном направлении более чем на 300 *км* от бассейна р. Норы на востоке до бассейна р. Уркана на западе. Площадь, занятая интрузивами (см. рис. II-15), составляет 1500 *км*^{2} (15% всей площади региона).

Впервые интрузивы основных и средних пород были установлены и описаны Ю. А. Одинцом, В. А. Федорцевым, А. А. Сушковым и другими. В 1948 г. М. С. Нагибина объединила эти породы в депский интрузивный комплекс. Несколько позже эти же интрузивные образования были выделены Н. П. Саврасовым под названием «пиканский» комплекс. В результате одни и те же интрузивы одними авторами описывались как «депские», а другими как «пиканские». И. А. Плотников и В. Н. Мусин предложили называть рассматриваемый комплекс «зейско-депским» (это название отражает районы распространенных пород комплекса). Породы зейско-депского интрузивного комплекса в различные годы изучались: Д. А. Кириковым, В. Н. Мусиным, Л. М. Алексеевым, В. А. Рудником, В. Ф. Зубковым, Н. А. Павленко, Ю. А. Мамонтовым, В. В. Шихановым, М. Т. Турбиным, Л. М. Колмаком, Г. В. Иициксон, Б. И. Лови и другими.

Возраст пород зейско-депского комплекса долгое время считался раннепалеозойским (М. С. Нагибина, Н. П. Саврасов, Д. А. Кириков и другие). Для обоснования возраста выдвигались следующие представления: а) интрузивные образования комплекса прорывают и метаморфизуют метаморфогенно-осадочную толщу позднепротерозойского — раннепалеозойского возраста; б) отложения, содержащие фауну девонского возраста, в контакте с диоритами никаких изменений не испытывают; в) галька диоритов и габбро, похожих на породы зейско-депского комплекса, содержится в силурийских отложениях, залегающих на северной окраине Буреинского массива.

Непосредственные геологические наблюдения, геофизические данные и материалы по дешифрированию аэрофотоснимков показали, что интрузивы основных и средних пород граничат с девонскими отложениями, развитыми к югу от них, по тектоническому контакту (по зоне Южно-Тукурингрского разлома). Поэтому отсутствие признаков контактового метаморфизма не может однозначно свидетельствовать о додевонском возрасте пород комплекса.

Геологические исследования 1965 г. (М. Т. Турбин и другие) показали, что в бассейне р. Оногох габбро, диориты и плагиограниты комплекса рвут и метаморфизуют фаунистически охарактеризованные толщи среднего — позднего девона и раннего карбона. Согласно наблюдениям В. В. Шиханова, галька пород зейско-депского комплекса установлена им в конгломератах ураловкинской свиты позднеюрского возраста. Согласное залегание интрузивов со структурами вмещающих пород среднего и позднего палеозоя и одинаковый структурный план деформаций в интрузивных и вмещающих толщах (также согласный с простиранием складчатых структур) указывают на синтектонический характер интрузивных массивов. По составу породы комплекса относятся к геосинклинальной стадии развития. Поскольку геосинклинальная стадия развития палеозойского тектоно-магматического цикла завершилась в ранней перми, можно предполагать, что внедрение интрузий, сложенных породами зейско-депского комплекса, произошло

в позднем палеозое. Определение абсолютного возраста плагиогранитов, сформированных в последнюю фазу, дают значения 202 и 206 млн. лет, что, по-видимому, связано с более поздним метаморфизмом, который широко проявлен в породах комплекса.

Породы зейско-депского комплекса слагают ряд резко удлиненных цепочкообразно расположенных тел, вытянутых в запад-северо-западном направлении, приуроченных к зоне Южно-Тукурингрского разлома. Ориентировка массивов и их внутренних структур в подавляющем большинстве случаев совершенно согласна с простиранием структур вмещающих пород. Для интрузивных образований в целом характерны сильный катаклаз, местами милонитизация.

Интрузивные тела сложены самыми разнообразными породами: от гипербазитов до плагиогранитов при резком преобладании (до 90%) габбро-диоритов. Большинство исследователей считало интрузии однофазными, а многочисленные разновидности пород — фациальными разностями. Детальные исследования в бассейнах рек Арби, Зеи, Депа, Норы, Дугды, Тукси (Д. А. Кириков, В. Н. Мусин, М. Т. Турбин, А. М. Колмак и другие) показали, что породы комплекса сформировались в четыре интрузивные фазы: 1) горнблендиты, серпентиниты по лерцолитам, серпентиниты и амфиболизированные пироксениты; 2) диориты, габбро-диориты, габбро и их кварцсодержащие разности; 3) кварцевые диориты; 4) плагиограниты.

Породы первой фазы встречаются в виде единичных небольших линзовидных тел, площадь которых не превышает 5—7 *км*^{2}. Диориты, габбро-диориты и габбро резко преобладают в составе комплекса, занимая около 90% площади интрузивных массивов. Породы третьей и четвертой фаз залегают в виде небольших штоко- и дайкообразных тел, площадь которых не превышает 5—10 *км*^{2}.

Контактовый метаморфизм проявлен широко и выражен в образовании роговиков, а по известнякам — скарнов. По химическому составу породы комплекса близки к средним составам по Р. Дэли. Исключение составляют лерцолиты, содержащие повышенные количества глинозема и двуокиси титана, и диориты, в которых отмечается пониженное содержание калия (см. рис. II-16).

В породах зейско-депского комплекса неизвестны какие-либо заметные концентрации полезных ископаемых. В пределах интрузивных тел и их контактовых ореолов отмечены только небольшие проявления медносульфидной минерализации, золота, ильменита, хризотил-асбеста и аксинита.

Заканчивая описание этого сложного и своеобразного комплекса, следует отметить, что практически все исследователи считают образование его магматическим, интрузивным. Разнообразные породы, известные в составе комплекса, рассматриваются или как результат дифференциации магмы габбрового состава и многофазной интрузивной деятельности, осложненной контаминацией и гибридизмом, или дифференциацией в камере плутона.

Другой точки зрения придерживается Г. В. Ициксон, считающая, что эти породы являются не интрузивными, а метаморфогенными и представляют собой ассоциацию «диоритоподобных гнейсов». Эта ассоциация является продуктом глубокой тектонической переработки меланократовых и лейкократовых микрокристаллических сланцев, изначально представляющих собой слоистую осадочно-вулканогенную толщу. Как видно из приведенного материала, представление Г. В. Ициксон находится в противоречии с геологическими фактами, необъяснимыми с позиций тектонобластической переработки пород. Такими фактами являются наличие эруптивных контактов, присутствие ксенолитов вмещающих пород в краевых частях массивов, контактовый метаморфизм,

многофазное строение массивов, секущие внутренние структуры более молодых интрузивных образований и т. д.

Геологическое положение зейско-депского комплекса, его состав, петрохимические особенности позволяют отнести породы комплекса к габбро-плагиогранитной формации.

ИНВЕРСИОННАЯ СТАДИЯ

Ингаглинский комплекс. Интрузивные образования комплекса развиты в полосе шириной около 25 *км*, протянувшейся почти на 300 *км* от бассейна верхнего течения р. Селемджи до района горы Поднебесной (хр. Джагды) и далее на северо-запад до Удско-Зейской депрессии. Площадь, занятая интрузиями (см. рис. II-15), составляет примерно 500 *км*^{2} (8% от площади района распространения пород комплекса).

До последнего времени под «ингаглинскими гранитоидами» понимались интрузивные массивы, расположенные в бассейнах рек Ингагли (Ингаглинский массив) и Верхний Мын (Лукачокский массив), а также ряд более мелких тел, развитых в бассейне верхнего течения р. Селемджи. Учитывая возрастную близость, а также сходство состава, химизма, металлогенической специализации и последовательности становления отдельных интрузивных фаз этих гранитоидов и интрузивных образований хр. Джагды (гора Поднебесная и др.), указанные породы впервые объединены в ингаглинский интрузивный комплекс.

Интрузивы комплекса изучались большой группой геологов, которые в связи с различной трактовкой возраста вмещающих толщ по-разному определяли и возраст интрузий. А. А. Кириллов и Б. В. Онихимовский связывали внедрение «ингаглинских» гранитоидов с варисской складчатостью (при этом А. А. Кириллов и Е. Е. Фролова считали ингаглинский массив периферической частью Буреинского массива). С. С. Дарбинян, относя вмещающие породы к позднему девону — позднему карбону, рассматривал «ингаглинские» гранитоиды как верхнепалеозойские образования. Г. И. Неронский считал их раннепалеозойскими. Находки фауны и флоры в толщах, которые до этого относились к большому возрастному интервалу от протерозоя до позднего палеозоя, помогли уточнить возраст ингаглинских гранитоидов. Согласно последним работам Л. В. Эйриша, эти породы рвут и метаморфизуют осадочные образования, содержащие остатки послесреднепалеозойской и позднепалеозойской фауны и флоры и перекрыты туфогенно-осадочными отложениями нижнего мела. Определения абсолютного возраста гранитов Ингаглинского и Лукачекского массивов показали 230—235 млн. лет, что соответствует границе пермского и триасового периода. (Итоги анализов, давшие значения 112—179,5 млн. лет, рассматриваются Л. В. Эйришем как результат наложения на граниты процессов микроклинизации.) Время внедрения интрузивов района горы Поднебесной (согласно наблюдениям М. Г. Турбина и А. А. Майбороды) устанавливается по прорыванию ими фаунистически охарактеризованных отложений таломинской и бочагорской свит позднекарбонового — пермского возраста.

Интрузивные образования слагают несколько крупных (20—250 *км*^{2}) массивов и целую группу мелких штоков и дайкообразных тел, расположенных вдоль южного фланга Джагдинского разлома, оперяющего один из крупнейших структурных элементов ТПП — Монголо-Охотский структурный шов. Интрузивы залегают согласно или под острым углом к простиранию складчатых структур вмещающих толщ. Внутреннее строение массивов характеризуется широко проявленными линейно-плоскостными структурами, ориентированными иногда параллельно контактам, иногда под углом к ним. В строении интру-

зивов принимают участие: габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты (последние две разновидности преобладают). Установлено прорывание плагиогранитами и гранодиоритами габбро-диоритов и диоритов, являющихся, по-видимому, производными первой фазы внедрения. Взаимоотношения кварцевых диоритов с гранодиоритами и плагиогранитами не совсем ясны. Большинство геологов считают их фациальными разностями, но не исключена возможность, что кварцевые диориты сформированы во вторую интрузивную фазу. В пользу этого в какой-то степени говорит наличие штоков, нацело сложенных кварцевыми диоритами. Таким образом, предполагается, что внедрение пород ингаглинского комплекса произошло в три интрузивные фазы.

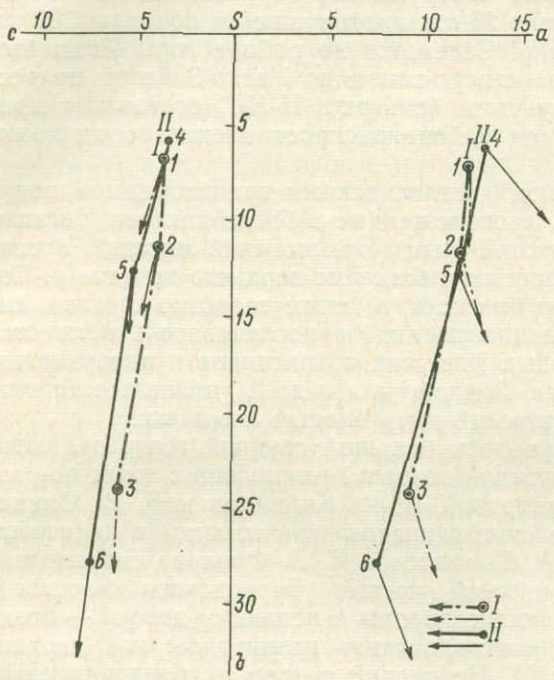


Рис. II-17. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород инверсионной стадии палеозойско-раннемезозойского тектоно-магматического цикла.

I — ингаглинский комплекс (*1* — граниты, *2* — гранодиориты, *3* — диориты, габбро-диориты); *II* — урушинский комплекс (*4* — граниты, *5* — гранодиориты и кварцевые диориты, *6* — габбро и габбро-диориты).

Габбро-диориты и диориты слагают тела линзовидной формы, согласные с простиранием складчатых структур. В краевых частях массивов обычны ксенолиты вмещающих пород. В зонах экзоконтактов отмечаются новообразование биотита, альбита и кварца.

Кварцевые диориты встречаются в виде штоков или слагают массивы совместно с гранодиоритами и плагиогранитами. Взаимоотношения этих пород не совсем ясны. Гранодиориты и граниты слагают основную массу интрузивных тел.

По данным спектральных анализов для ингаглинских гранитоидов характерны никель, ванадий, цирконий, медь, галлий, барий, бериллий, иттрий, иттербий и скандий. Спорадически встречаются молибден и кобальт. Те же элементы установлены в биотитах. Кроме этих элементов дополнительно выявлены гафний в ортите и цирконе; ниобий и свинец в сфене; свинец, серебро, мышьяк, цинк в пирите.

Поскольку подавляющее большинство имеющихся химических анализов гранитоидов проведено по микроклинизированным разностям, петрографические особенности рассматриваемых пород могут быть иллюстрированы только двумя анализами плагиогранитов (по Л. В. Эйришу). Плагиограниты отличаются от средних типов гранитов по Р. Дэли преобладанием натрия над калием.

С интрузивными образованиями ингаглинского комплекса существует пространственная связь молибденовой, вольфрамовой и золоторудной минерализации.

По химическому (рис. II-17) и минералогическому составу, а также положению в истории геологического развития Монголо-Охотской геосинклинали рассмотренные породы относятся к диорит-гранит-гранодиоритовой формации.

Урушинский комплекс. Интрузивные образования комплекса слагают ряд массивов, локализованных в пределах полосы шириной 20—30 *км*, протянувшейся на 300 *км* в субширотном направлении. Площадь, занятая интрузивами (см. рис. II-15), составляет около 1000 *км*^{2} (примерно 20% всей площади региона). Породы комплекса изучали С. А. Иванов, М. С. Нагибина, Г. Ф. Олькин, М. В. Павленко, Ю. П. Рассказов, А. И. Самусин и другие.

Нижняя возрастная граница интрузивных образований устанавливается по прорыванию ими отложений позднего девона. В базальных конгломератах типаринской свиты раннего карбона и огонской свиты позднего триаса известны многочисленные гальки габброидов и гранитоидов, сложенных породами, считавшимися аналогами пород урушинского комплекса (С. А. Иванов, Г. Ф. Олькин и другие). Эти данные, а также наличие складчатости, проявленной между поздним девоном и верхами раннего карбона, позволяли принимать среднепалеозойский (раннекарбоновый) возраст интрузий. Но не исключено, что внедрение интрузивов произошло в более позднее время. Указанием на это служат определения абсолютного возраста (124—226 млн. лет) и большое сходство пород комплекса (по составу, последовательности их внедрения, условиям залегания) с интрузивными образованиями ингаглинского комплекса. Возраст последних датируется поздним палеозоем — ранним мезозоем. Наличие гальки габброидов и гранитоидов в конгломератах раннего карбона в таком случае может быть объяснено сносом с зоны Становика, где сходные по облику породы широко распространены.

Интрузивные образования урушинского комплекса слагают массивы, вытянутые в субширотном направлении, согласно с простиранием складчатых структур вмещающих пород. Массивы приурочены к зоне Южно-Тукурингрского разлома, ограничивающей с севера Верхнеамурский прогиб, выполненный осадками палеозойского возраста.

В строении интрузивных тел принимают участие породы, являющиеся производными трех фаз внедрения. Наиболее ранними являются габбро и габбро-диориты. Затем внедрились диориты и кварцевые диориты. В третью фазы сформировались гранодиориты, плагиограниты и граниты. Габбро и габбро-диориты первой фазы распространены незначительно. Большинство массивов сложено породами второй и третьей фаз внедрения. По химическому составу породы комплекса близки к составам аналогичных пород по Дэли (см. рис. II-17). Урушинский комплекс относится к диорит-гранит-гранодиоритовой формации.

МЕЗОЗОЙ — КАЙНОЗОЙ

Интрузивные породы мезозойско-кайнозойского тектоно-магматического цикла распространены в пределах рассматриваемой территории наиболее широко. Ими занято примерно 60—65% площади всех интрузивных образований. Характерными особенностями распределений интрузивов являются приуроченность их к прогибам, заполненным осадками мезозойского возраста (исключение составляют лишь тела, локализованные в пределах подвижной окраины Буреинского массива), и теснейшая ассоциация с вулканогенными образованиями мелового возраста, а также наличие широких полей роговиков вокруг интрузивов и большое количество ксенолитов вмещающих пород, постоянно встречающихся в краевых частях массивов.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СТАДИЯ

Алгаинский комплекс. Силлы, достигающие в длину 20 *км* при мощности 0,5—2,5 *км*, сложенные метадиабазами, габбро-диабазами и порфиритами, известны в осевой части хр. Джагды (бассейн рек Ал-

ган, Алленги, Крутогон) (см. рис. II-15). Под названием «алгаинский комплекс» они описываются впервые.

Породы комплекса изучали многие геологи. В бассейне среднего течения р. Зеи Н. П. Саврасовым они описаны в составе теплоключевской свиты (позднепротерозойского возраста) под названием «зеленокаменные породы», среди которых выделялись эффузивные метадиабазы (и их туфы) и интрузивные габбро-диабазы. Л. М. Алексеев и В. А. Рудник объединили рассматриваемые породы в среднезейский вулканогенный комплекс, сложенный эффузивами среднего состава и их туфами, залегающими несогласно на отложениях позднего протерозоя и перекрытыми осадочными образованиями предположительно девонского возраста (в настоящее время возраст перекрывающей толщи считают позднеюрским-раннемеловым).

В. М. Никольский выделил метадиабазы и метапорфириты в самостоятельную толщу зеленокаменных пород, образовавшихся по средним и основным эффузивам, и включил в тукурингрский комплекс метаморфических сланцев. В последние годы исследованиями, проведенными Ю. А. Мамонтовым и В. В. Шихановым, были уточнены объем и возраст комплекса. По данным этих авторов, пластовые тела метадиабазов, габбро-диабазов и порфиритов интрудируют отложения позднего протерозоя и ранне-среднеюрского возраста. Галька пород комплекса известна в конгломератах из толщ позднеюрского-раннемелового возраста. Учитывая эти данные, можно полагать, что формирование интрузивных пород произошло скорее всего в поздней юре. Пластовый характер залегания интрузивов, по-видимому, связан с внедрением магматических масс одновременно с проявлением складчатости, охватившей в поздней юре мезозойские прогибы.

С породами алгаинского комплекса никаких заметных концентраций полезных ископаемых не связано. Имеются данные, что в районе развития интрузивных образований в аллювии установлены единичные знаки золота и киновари, но источник их пока остается не совсем ясным.

По своим особенностям породы относятся к габбро-диабазовой формации.

ИНВЕРСИОННАЯ СТАДИЯ

Торомский комплекс. В Западном Приохотье известны небольшие тела ультраосновных и основных пород, развитые на о-ве Феклистов, в бассейнах рек Тыл, Тором, Ал и на побережье Тугурского залива (в районе бухты Мамги). Размеры интрузивов в плане обычно составляют 1—3 $км^2$, наиболее крупных тел — 10—15 $км^2$. Выходы интрузивных пород комплекса занимают менее 1% всей площади региона (см. рис. II-15).

Торомский интрузивный комплекс выделен впервые. До этого ультраосновные породы о-ва Феклистов Л. И. Красный и Н. В. Луцкина относили к палеозойскому возрасту, а гипербазиты, развитые в бассейнах рек Тыл, Тором и Ал, С. И. Горохов объединял в единый комплекс с гранитоидами позднемелового возраста. Специальными тематическими работами, проведенными В. Н. Мусиным, выявлены большое сходство ультраосновных и основных пород о-ва Феклистов и континентальной части Западного Приохотья, их минерально-геохимическая близость, общая металлоносность и одинаковая последовательность интрузивных фаз. Это послужило основанием для объединения рассматриваемых пород в самостоятельный интрузивный комплекс.

На о-ве Феклистов интрузивные образования комплекса рвут и метаморфизуют отложения фаменского яруса верхнего девона. Отдельные разрушенные выходы описываемых пород в континентальной части приурочены к участкам развития песчано-сланцевых толщ позднеюр-

ского возраста. На побережье Тугурского залива, примерно в 2 *км* южнее устья р. Мамги, наблюдалось прорывание дайкообразным телом оливиновых пироксенитов позднеюрских песчаников и алевролитов. В то же время дуниты, оливиновые пироксениты, пироксениты и анортитовое габбро слагают многочисленные ксенолиты в породах ранних фаз дуганджинского интрузивного комплекса, сформированного в самом начале позднего мела. Приведенные данные, а также значения абсолютного возраста габбро, являющихся продуктами поздней фазы внедрения (125—128 млн. лет), указывают на формирование пород торомского комплекса в раннемеловую эпоху. Косвенным подтверждением раннемелового возраста интрузий является наличие воронкообразного массива на о-ве Феклистов; как известно, формирование подобных тел гипербазитов характерно для субплатформенного периода развития подвижных областей, а преобразование Монголо-Охотской подвижной области (в ее восточной части) в область завершенной складчатости произошло в раннем мелу.

Интрузивные образования комплекса слагают изометричные, воронкообразные и дайкообразные тела, расположенные в виде двух цепочек северо-восточного простирания. Одна цепочка локализована в пределах Удско-Шантарского антиклинория, другая — приурочена к осевой части Торомской мегасинклинали. Породы комплекса сформированы в три интрузивные фазы. Наиболее (по Н. В. Луцкиной) ранними являются пироксениты и оливиновые пироксениты. Эти образования интрудированы дунитами. В третью фазу сформировались оливинсодержащие пироксеновые габбро и анортитовые лейкогаббро.

В породах торомского комплекса спектральным анализом установлены хром, ванадий, никель, кобальт, медь, стронций и галлий. По химическому составу интрузивные образования близки соответствующим типам пород по Р. Дэли (рис. II-18). Породы комплекса являются представителями дунит-пироксенит-габбровой формации, что позволяет предполагать связь с ними платины. Но в настоящее время никакой рудной минерализации в связи с образованиями торомского комплекса не установлено.

Верхнеамурский комплекс. Интрузивные тела комплекса сосредоточены главным образом в междуречье Зеи и Большого Невера. Они располагаются в центральной части Верхнеамурской мегасинклинали, локализуясь вокруг Гонжинского выступа кристаллического фундамента. Отдельные тела комплекса известны в западной части Джагдинского антиклинория к северу от Южно-Тукурингрского разлома (см. рис. II-15).

Изучением пород верхнеамурского комплекса занимались многие геологи. Тем не менее вопросы об объеме комплекса и его точном возрастном положении остаются дискуссионными. Так, Б. Я. Абрамсон, А. С. Вольский, К. П. Караванов, М. В. Павленко, А. П. Сорокин в составе комплекса описывали только породы щелочноземельного ряда. Ю. М. Логинов, В. В. Проскурников, А. И. Самусин, А. И. Фрейдин наряду с интрузивными образованиями щелочноземельного ряда вводили в состав комплекса и субщелочные породы.

Нижняя возрастная граница интрузивных образований устанавливается однозначно по прорыванию ими отложений перемыкинской свиты позднеюрского — раннемелового возраста. Спорным является вопрос о соотношении интрузивов с вулканогенными породами талданской свиты (сформированной в готерив-барреме), несогласно залегающей на молассоидах перемыкинской свиты. Б. Я. Абрамсон, С. А. Иванов, Ю. М. Логинов, М. С. Нагибина, М. В. Павленко, В. В. Пастухов, А. И. Фрейдин усматривают большое сходство между гранитоидами, слагающими гальку в туфоконгломератах, залегающих в основании талданской свиты, с породами верхнеамурского комплекса (тем самым

определяя их верхнюю возрастную границу). Непосредственного налегания *отложений свиты на гранитоиды комплекса не установлено*, а гальки гранитоидов из туфоконгломератов не изучались.

Исследования последних лет (К. П. Караванов, А. П. Сорокин, Ю. П. Рассказов) показали, что интрузивные образования в ряде участков прорывают и метаморфизуют все породы талданской свиты. Взаи-

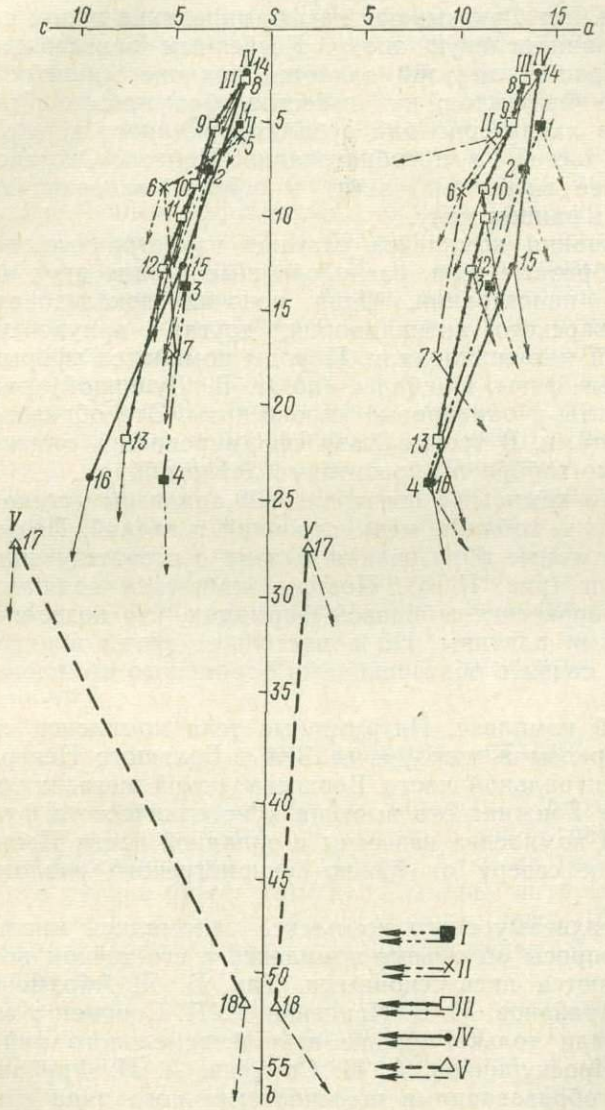


Рис. II-18. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород постинверсионной и инверсионной стадий развития мезозойско - кайнозойского тектоно-магматического цикла.

1 — тугурский комплекс (*1*—лейкократовые граниты, *2* — гранодиориты, *3* — кварцевые диориты и диорито-сиениты, *4* — габбро); *II* — *эзопский комплекс* (*5* —биотитовые граниты, *6* — гранодиориты и кварцевые диориты, *7*— диориты); *III* — дуганджинский комплекс (*8* — лейкократовые граниты, *9* — биотитовые граниты, *10* — биотит-роговообманковые граниты, *11* — гранодиориты, *12* — кварцевые диориты, *13* — габбро-диориты); *IV* — верхнеамурский комплекс (*14* — лейкократовые граниты, *15* — биотитовые, биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты, *16* — габбро-диориты и габбро); *V* — торомский комплекс (*17* — габбро, *18* — пироксениты).

моотношения их с толщей кислых эффузивов (*залегающих на образованиях* талданской свиты) не установлены. Определения абсолютного возраста интрузивных образований (по большому количеству проб) дают значения от 102 до 125 млн. лет, что соответствует раннему мелу. Учитывая приведенные данные, можно полагать, что внедрение пород верхнеамурского комплекса произошло в раннем мелу, вероятнее всего в апт-альбе (после излияния в готерив-барреме эффузивов талданской свиты).

Формирование пород комплекса произошло в три интрузивные фазы. Наиболее ранними являются: габбро-диориты, диориты, монцониты,

кварцевые диориты, кварцевые монцониты и гранодиориты. Образования второй фазы внедрения представлены гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранитами. Наиболее поздними являются лейкократовые граниты, аляскиты и граносиениты. Породы субщелочного состава распространены главным образом в участках развития кристаллических пород фундамента. Послегранитные дайки представлены мелкозернистыми биотитовыми гранитами, пегматитами, аплитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами, диоритовыми и кварцевыми диоритовыми порфиритами, габбро-диоритовыми и диабазовыми порфиритами, спессартитами, вогезитами и керсантитами.

С породами верхнеамурского комплекса связаны месторождения золота и проявления меди, свинца, цинка, висмута, серебра, молибдена, вольфрама (шеелита) и бора.

Для пород комплекса из акцессорных минералов характерны сфен (содержащийся до 1—1,5%) и циркон. В меньших количествах присутствуют апатит, ильменит, рутил, анатаз, брукит, пирит, лейкоксен, ортит. В единичных пробах установлено золото. Из элементов-примесей характерны барий, бериллий, свинец, галлий, никель, кобальт, ванадий, хром, медь, молибден, цирконий и стронций. По химическому составу породы комплекса близки к составам аналогичных пород по Р. Дэли (см. рис. II-18). Породы комплекса относятся к диорит-гранит-гранодиоритовой формации.

Дуганджинский комплекс. Интрузивные образования комплекса приурочены к полосе северо-восточного простирания, прослеживающейся от бассейна верхнего течения р. Селемджи до побережья Охотского моря. Протяженность зоны развития пород комплекса примерно 300 *км*, ширина 50 *км*. Площадь, занятая интрузивами, составляет 12—15% от площади региона (см. рис. II-15). Дуганджинский интрузивный комплекс выделен впервые.

Породы комплекса прорывают и метаморфизуют позднемеловые вулканогенные образования среднего состава (нижнюю толщу позднемелового вулканогенного комплекса), интрудируются позднемеловыми (датскими?) гранитоидами тугурского комплекса и содержатся в гальке конгломератов позднепалеогенового возраста. Определения абсолютного возраста дают значения от 94 до 74 млн. лет. Абсолютный возраст послегранитовых даек колеблется от 86 до 62 млн. лет. Приведенные данные свидетельствуют о том, что формирование пород комплекса произошло в позднем мелу (по-видимому, в сеноман-туроне).

Интрузивные тела локализованы главным образом в пределах Торомской мегасинклинали или расположены среди палеозойских толщ Джагдинского антиклинория строго вдоль продолжения оси Торомской мегасинклинали. Такое распределение интрузий, вероятно, обусловлено наличием глубинного разлома в фундаменте, существовавшего в мезозойскую эру. Этот разлом предопределил заложение Торомского прогиба и явился магмоподводящим каналом. Оперяющие его дизъюнктивные нарушения служили магмораспределяющими структурами. В результате этого интрузии, размещенные в полосе северо-восточного простирания, оказались ориентированными в субмеридиональном и субширотном направлении.

Интрузивные образования слагают сложнопостроенные многофазные массивы, приуроченные к разрывным нарушениям, секущим складчатые структуры вмещающих пород. Размеры интрузивов варьируют в широких пределах. Самые крупные из них занимают в плане 200—800 $км^2$. Но наиболее обычны тела, имеющие размеры 20—40 $км^2$. Внутреннее строение массивов характеризуется почти полным отсутствием директивных структур. Лишь в единичных случаях в эндокон-

тактовых зонах отмечались слабо выраженные линии течения, ориентированные под различными углами к плоскости контакта.

В состав дуганджинского комплекса входят следующие производные интрузивных фаз (в порядке их внедрения): 1) габбро-диориты, 2) кварцевые диориты, 3) гранодиориты, 4) биотит-роговообманковые граниты, 5) биотитовые граниты и плагиограниты, 6) лейкократовые граниты; послегранитные дайки: 1) порфировидные граниты, аплиты и пегматиты, 2) гранит-порфиры, 3) гранодиорит-порфиры и кварцевые диоритовые порфириты, 4) диоритовые порфириты, 5) габбро-диоритовые порфириты, 6) спессартиты, керсантиты и одиниты. Наибольшим распространением пользуются гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты, составляющие до 70—75% объема всех пород комплекса.

Все интрузивные, дайковые и рудные образования комплекса объединяются единством элементов-примесей, прослеживающихся от ранних интрузивных фаз до поздних стадий рудного процесса. Цирконий, скандий, хром, никель, кобальт, ванадий, бериллий, барий, свинец, медь, иттрий, иттербий, молибден, серебро — характерные элементы всех магматических и рудных образований. Циркон, ильменит и сфен — ведущие акцессорные минералы всех пород комплекса. Почти всегда, но в незначительных количествах присутствуют апатит, анатаз, рутил, лейкоксен, ортит, турмалин, хромит. В ряде проб из гранитоидов установлено золото.

В петрохимическом отношении породы дуганджинского комплекса отличаются от соответствующих типов Р. Дэли повышенным содержанием натрия, что находит отражение в минеральном составе гранитов — плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом (см. рис. II-18). Породы комплекса являются представителями диорит-гранит-гранодиоритовой формации.

ПОСТИНВЕРСИОННАЯ СТАДИЯ

Э з о п с к и й комплекс. Интрузивы эзопского комплекса известны в районе хребтов Эзоп, Дюссе-Алинь, Ям-Алинь и их отрогов. Выходы интрузивных пород занимают 15—18% площади региона и примерно половину площади, занятой позднемеловыми интрузивными образованиями (см. рис. II-15).

Гранитоиды района хр. Эзоп начали изучать с 1934 г. (работы Л. И. Изергина и позднее П. В. Некрасова). Наиболее детальные исследования производил Г. Т. Татаринов (1954—1956 гг.). Среди интрузивных образований этого района им выделялись два интрузивных комплекса: харгинский (гранодиориты, кварцевые диориты и дайки диоритовых порфиритов, плагиогранит-порфиров и гранодиорит-порфиров) и эзопский (порфировидные граниты, дайки мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов, крупнопорфировых гранит-порфиров и кварцевые жилы). Возраст пород харгинского комплекса принимался как раннемезозойский. Основанием к этому являлись находки в нижнеюрских конгломератах гальки гранитоидов, сходных по внешнему виду с харгинскими гранодиоритами. При этом не указывалось, где и кем обнаружена галька и как надежны выводы, сделанные на основании этой находки. Возраст пород эзопского комплекса считался позднемеловым.

Более поздние геологосъемочные работы на сопредельных территориях показали, что там развиты гранитоиды, прорывающие позднемеловые вулканогенные отложения (Н. Г. Осипов) и ничем не отличающиеся от гранитоидов харгинского комплекса. В то же время по минерально-геохимическим и петрографическим особенностям эти породы чрезвычайно сходны с гранитоидами эзопского комплекса (в понимании Г. Т. Татаринова), с которыми они совмещены в пространстве. Все

это послужило основанием к объединению харгинских и эзопских гранитоидов в один эзопский интрузивный комплекс.

Интрузивные образования прорывают и метаморфизуют флористически охарактеризованные вулканогенные образования позднемелового возраста. Определения абсолютного возраста гранитоидов показали следующие результаты: 70—102 млн. лет для гранодиоритов и кварцевых диоритов и 70—90 млн. лет для гранитов. Эти значения соответствуют позднемеловой эпохе и частично (для кварцевых диоритов) поздним ярусам раннемеловой эпохи. Выходы интрузий комплекса приурочены к зоне глубинного Южно-Тукурингрского разлома, сочленяющегося с ним зоной Хингано-Буреинского глубинного разлома и оперяющих их более мелких дизъюнктивных нарушений, располагающихся кулисообразно по отношению к главным разрывным структурам. Интрузивные массивы как бы отделяют Буреинский массив от структур Монголо-Охотской складчатой области на севере и Сихотэ-Алинской складчатой области на юге. При этом отдельные интрузии и цепочки интрузий прослеживаются в этих складчатых структурах на расстояние до 200 *км* от Буреинского массива, располагаясь в Торомском прогибе и восточной части Кербинского поднятия.

Интрузивы эзопского комплекса представляют собой сложнопостроенные тела трещинного типа, приуроченные к разрывным нарушениям, пересекающим складчатые структуры. Размеры массивов достигают 2000 $км^2$ (обычно они варьируют от 100—200 до 300—400 $км^2$). Внутреннее строение массивов характеризуется отсутствием линейных и плоскостных структур. Лишь в одном массиве Л. В. Эйришем отмечена первичная полосчатость.

На основании геологосъемочных и тематических работ геологов Дальневосточного геологического управления установлена возрастная последовательность внедрения пород (от ранних к поздним): 1) диориты; 2) кварцевые диориты и гранодиориты; 3) порфировидные мелко- и среднезернистые биотитовые граниты. Наибольшим распространением пользуются граниты. Послегранитные дайки, связанные с гранитоидами эзопского комплекса, специально не изучались. На основании геологосъемочных работ известны следующие дайковые породы: мелкозернистые граниты, аплиты, турмалиновые пегматиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты, диорит-порфириты, мелкозернистые диориты, микродиориты, диабазовые порфириты и лампрофиры. С гранитоидами комплекса связаны проявления олова, вольфрама, молибдена, тория и пьезокварца.

Для интрузивных образований комплекса характерны следующие элементы-примеси: цирконий, галлий, барий, бериллий (для пород первой и второй фаз также никель, кобальт, ванадий), олово, медь, свинец. Спорадически встречаются иттрий, иттербий, цинк, вольфрам и молибден. В единичных пробах присутствуют серебро и висмут.

Из акцессорных минералов в породах комплекса присутствуют всегда циркон, монацит, ортит, шеелит, апатит, арсенопирит, пирит, ксенотим, торит. Спорадически встречаются анатаз, сфен, ильменит, касситерит, турмалин. В одной пробе установлены также единичные знаки корунда, аксинита и золота.

По петрохимическим особенностям гранитоиды и дайковые породы комплекса в целом отвечают средним составам по Р. Дэли. Отклонениями от них являются повышенные содержания кремнезема и глинозема за счет уменьшения количества железа, кальция и магния (см. рис. II-18). По геологическим и петрологическим признакам рассматриваемые породы относятся к гранодиорит-гранитовой формации.

Тугурский комплекс. Породы впервые выделяемого тугурского комплекса развиты в южной части п-ова Тугур и вблизи побережья Ульбанского залива. Они слагают ряд небольших массивов,

пространственно совмещенных с эффузивами позднемелового возраста (см. рис. II-15).

Интрузивные образования прорывают и метаморфизуют породы вулканогенной толщи маломихайловской свиты (абсолютный возраст которых 93±6 млн. лет), гранитоиды позднемелового (сеноман-турон-ского?) дуганджинского комплекса и содержатся в гальке биранджинской свиты позднепалеогенового возраста. Значения абсолютного возраста (70—82 млн. лет) и приведенные выше данные указывают, что формирование пород комплекса произошло в позднем мелу (вероятно, в датский век).

Выходы интрузивов приурочены к области сочленения структур Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей. Интрузивные образования слагают тела трещинного типа и мелкие штоки, ориентированные под острыми углами к простиранию вмещающих толщ. Внутреннее строение массивов характеризуется отсутствием директивных структур. Только в штоках габброидов иногда устанавливается трахитоидность, ориентированная параллельно контактам.

Выявлена следующая последовательность формирования пород (от ранних к поздним): 1) габбро-диориты, лейкогаббро, габбро-порфириты и монцониты; 2) кварцевые диориты и кварцевые диорито-сиениты; 3) гранодиориты и кварцевые монцониты; 4) граносиениты и граниты; послегранитные дайки: 1) аплиты; 2) гранит-порфиры и граносиенит-порфиры; 3) кварцевые монцонит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты; 4) спессартиты, керсантиты, минетта, габбро-диабазовые порфириты. Наибольшим распространением пользуются граниты и граносиениты.

С интрузивными образованиями связан комплекс полезных ископаемых. Это главным образом проявления мышьяка, свинца, цинка и меди, совместно с которыми устанавливаются незначительные концентрации золота, серебра, висмута, сурьмы и олова.

Все образования тугурского комплекса (интрузивные породы, послегранитные дайки и рудные образования) обнаруживают сходство минеральных, геохимических и петрохимических особенностей. Так, во всех породах установлены повышенные по отношению к кларку содержания свинца и меди. Постоянно присутствуют цирконий, ванадий, галлий, кобальт. Спорадически проявлены никель, хром, иттрий. В единичных пробах установлены, иттербий, ниобий, серебро, висмут, цинк и олово. В одной пробе гранодиорита обнаружены следы золота.

Апатит, циркон, ортит, анатаз, ильменит, хром, пирит и арсенопирит постоянно присутствуют во всех изверженных породах комплекса. Спорадически появляются рутил, брукит, сфен, лейкоксен, флюорит, барит, турмалин, гранат, шеелит, касситерит, халькопирит, галенит, сфалерит, ванадинит.

Как видно (см. рис. II-18), отличительной чертой интрузивных образований комплекса является повышенное по сравнению со средними составами породы по Р. Дэли содержание щелочей (главным образом калия) и пониженное глинозема и кальция. По положению в истории геологического развития складчатой области, петрографическому и химическому составу рассматриваемые породы относятся к формации щелочных гранитов и сиенитов.

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Среди магматических образований Сихотэ-Алинской складчатой системы развиты породы разнообразного состава и возраста, принадлежащие, вероятнее всего, к двум тектоно-магматическим циклам: палеозойско-раннемезозойскому и мезозойско-кайнозойскому, проявленным в различных структурно-формационных зонах (рис. II-19). К па-

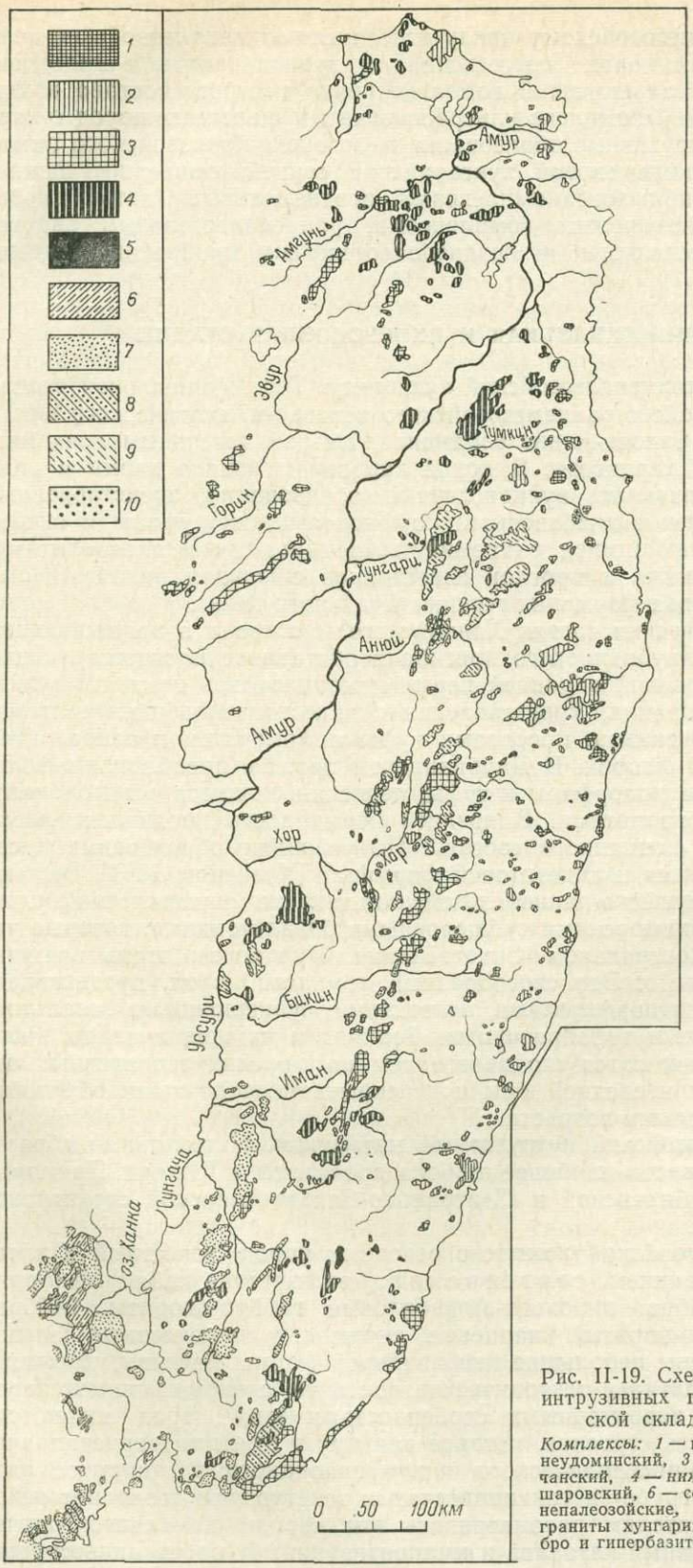


Рис. II-19. Схема распространения интрузивных пород Сихотэ-Алинской складчатой системы.

Комплексы: 1 — прибрежный, *2* — верхнеудоминский, *3* — бачелазский и мяочанский, *4* — нижнеамурский, *5* — кокшаровский, *6* — седанкинский, *7* — позднепалеозойские, *8* — сергеевский, *9* — граниты хунгарийской серии, *10* — габбро и гипербазиты хунгарийской серии.

леозойско-раннемезозойскому циклу относятся позднепалеозойские комплексы основных пород (сергеевский) и гранодиоритов и гранитов, позднепермский седанкинский комплекс пород пестрого состава и юрский кокшаровский комплекс ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами. Интрузивные образования мезозойско-кайнозойского цикла представлены раннемеловой хунгарийской серией, сенонским нижнеамурским и татибинским комплексами, позднемеловым (датским) бачелазским и мяо-чанским комплексами, раннепалеогеновым верхнеудаминским комплексом и позднепалеогеновым прибрежным комплексом.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ И ИНВЕРСИОННАЯ СТАДИИ

Средне- и позднепалеозойский вулканизм. Геосинклинальная стадия развития палеозойско-раннемезозойского тектоно-магматического цикла в Центральном Сихотэ-Алине ознаменовалась значительным вулканизмом подводного характера. В конце карбона и начале перми в ряде прогибов накапливались вулканогенные образования, представленные альбитизированными диабазовыми порфиритами, их туфами и спилитами, переслаивающимися с кремнистыми породами и алевролитами, содержащими линзы и прослои известняков с фауной нижней перми (спилит-диабазовая формация геосинклинального типа).

В периферических частях Ханкайского массива и в примыкающих к нему частях Даубихинского прогиба в обстановке прогрессирующих восходящих движений в ранней перми накапливались осадочно-вулканогенные образования, представленные андезитовыми порфиритами, туфами с подчиненными прослоями туфоконгломератов и алевролитов с раннепермской флорой. В Даубихинском прогибе преобладают фельзит-порфиры, плагиопорфиры и туфы, переслаивающиеся с туфоконгломератами и алевролитами. В поздней перми здесь проявился наземный вулканизм смешанного состава. По условиям образования и составу они относятся к андезитовой формации [Кузнецов, 1964]. Вероятнее всего, палеозойско-раннемезозойский тектоно-магматический цикл завершается верхнеюрскими субщелочными базальтоидами, которые установлены в Центральном Сихотэ-Алине. Вулканизм этого времени изучен очень слабо. Это своеобразный комплекс пород, представленный пикритовыми порфиритами, авгититами, субщелочными базальтоидами, их туфами и туфобрекчиями. Верхняя и нижняя границы этого комплекса определяются его залеганием на морских терригенных отложениях перми и средней юры и перекрытием осадочными образованиями валанжинского возраста.

Позднепалеозойский интрузивный магматизм. Интрузивные образования этого возраста наиболее широко проявлены в Южном Приморье в пределах Даубихинской и Центрально-Сихотэ-Алинской структурно-фациальных зон.

Позднепалеозойский комплекс основных пород, известный в литературе под названием сергеевского, включает в себя амфиболизированные габбро, пироксен-амфиболовые габбро-диориты, габбро-диориты, габбро-нориты, кварцевые диориты и пироксениты. Этими породами сложены небольшие неправильной формы массивы, имеющие в большинстве случаев тектонические контакты с окружающими породами. Общими характерными особенностями этих пород являются: 1) неоднородность строения, которое варьирует от гигантокристаллического до мелкокристаллического и порфировидного; 2) широкое развитие первично грубо- и тонкополосчатых текстур, что позволяет некоторым исследователям рассматривать эти породы как синтектонические; 3) интенсивный катаклаз и милонитизация; 4) набор акцессорных минералов, представленных обильными апатитом, магнетитом и тита-

номагнетитом; 5) сильная эпидотизация, кальцитизация, скаполитизация, хлоритизация. Средний химический состав сергеевских габбро приведен в табл. II-18. С габбро указанного комплекса пространственно и, возможно, генетически связаны небольшие магнетитовые месторождения.

Позднепалеозойский комплекс гранодиоритов и гранитов. Интрузивы этого комплекса в Южном Приморье пространственно и структурно тесно связаны с телами сергеевского комплекса. К нему относятся интрузивы средних размеров и неправильной формы, обычно резко вытянутые в одном направлении (массивы Сучанский, Тафуинский, Дунайский и др.). Породы комплекса представлены умеренно кислыми биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми адамеллитами и гранодиоритами. Жильные образования представлены аплитами и пегматитами.

Позднепермский седанкинский (сучанский) комплекс широко распространен в Южном Приморье и в пределах Уссури-Ханкайского массива. Всюду эти интрузивы тесно связаны с кислыми и средними эффузивами поздней перми и, возможно, комагматичны им. Образование их, вероятнее всего, было связано с заключительными этапами палеозойско-раннемезозойского цикла.

Интрузивы этого комплекса представлены небольшими дискордантными телами, размещение и форма которых подчиняются разрывным структурам двух направлений — субмеридионального и субширотного. Редко отмечаются тела, имеющие северо-восточное удлинение. Это гипабиссальные многофазные интрузивы. Ранняя фаза представлена пироксен-амфиболовыми диоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми габбро-диоритами, кварцевыми габбро, обычно слагающими изолированные массивы. В последующие интрузивные фазы образовались граниты, адамеллиты, плагиограниты, гранодиориты, граносиениты, которые связаны друг с другом постепенными переходами. Гранитоиды характеризуются крайней невыдержанностью внешнего облика, структуры и состава. Ведущими акцессорными минералами являются циркон, сфен, апатит, ильменит, магнетит. Элементы-примеси в гранитоидах Седанкинского массива представлены цинком, лантаном, молибденом, оловом, кобальтом, никелем. Интрузивы гранитоидов обычно сопровождаются большим количеством даек и мелких интрузивных тел, представленных аплитами, мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами, диорит-порфиритами. Минерализации, сопровождающей интрузивы седанкинского комплекса, не известно, не исключено, что с ними связана некоторая золотоносность.

Юрский интрузивный магматизм. Кокшаровский комплекс проявлен только в Центрально-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоне. Представлен он ультраосновными и щелочными породами с карбонатитами. Эти образования, так же как и сингенетичные им щелочные и субщелочные базальтоиды погской свиты, вероятнее всего, являются наиболее поздними магматическими проявлениями палеозойско-раннемезозойского тектоно-магматического цикла. Наиболее хорошо изученными являются массивы у с. Кокшаровки и в верховьях р. Малой Поги (В. В. Левицкий, 1962; Залищак, Толок, 1962), приуроченные к крупным зонам разрывных нарушений.

Кокшаровский массив представляет собой трещинный интрузив, залегающий внутри сложнопостроенного тектонического блока, сложенного палеозойскими отложениями. Массив имеет площадь около 15 $км^2$ и грубосерповидную форму, вытянутую в субширотном направлении. Основная часть массива сложена пироксенитами. В краевых частях массива развиты амфиболизированные пироксениты (авезакиты). Биотитизированные разности пироксенитов приурочены к центральной части массива. Внутри массива пироксенитов наблюдаются многочислен-

Средние химические составы и числовые характеристики интрузивных пород Сихотэ-Алинской складчатой области

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2	52,71	75,38	37,43	53,51	55,05	39,25	48,23	68,73	51,85	57,34	64,72	74,38	52,62	59,42	64,80	72,80	49,08	58,90	65,32	72,62	73,19	51,76
TiO_2	1,04	0,13	5,32	0,77	0,39	0,25	1,25	0,51	0,91	0,85	0,51	0,16	0,89	0,75	0,54	0,23	1,35	0,97	0,54	0,19	0,26	2,82
Al_2O_3	17,54	11,83	5,83	20,77	21,81	1,76	14,69	15,47	17,77	17,08	16,19	13,50	17,33	16,84	16,02	14,00	19,09	17,64	15,36	13,48	11,73	8,90
Fe_2O_3	7,39	2,02	12,63	5,55	4,59	5,16	2,24	0,72	3,11	2,79	1,41	0,86	3,43	2,24	1,34	0,79	4,69	2,81	2,43	1,26	3,16	11,27
FeO	5,05	2,32	8,89	1,67	1,50	2,54	7,01	3,18	6,27	4,82	3,15	1,26	5,72	4,82	3,51	1,86	5,55	3,86	2,48	1,10	1,09	4,57
MnO	0,13	0,05	0,20	0,11	0,04	0,08	0,10	0,05	0,11	0,26	0,10	0,06	0,16	0,13	0,10	0,06	0,13	0,14	0,09	0,11	0,07	1,85
MgO	5,07	0,21	11,27	0,87	0,19	37,70	11,03	1,68	4,87	2,91	2,16	0,44	5,50	4,18	2,56	0,81	5,40	2,23	2,01	0,64	0,33	2,66
CaO	6,98	1,05	15,72	2,38	2,16	0,57	11,04	1,85	8,61	5,54	3,97	0,93	8,60	4,99	3,45	1,42	8,35	5,09	3,62	1,45	0,56	3,57
Na_2O	2,74	4,82	1,06	8,27	10,76	0,26	1,43	2,92	2,79	3,54	3,62	3,54	2,49	2,87	2,93	3,11	2,45	3,22	3,44	3,60	4,70	7,09
K_2O	1,24	1,72	0,87	4,26	3,87	0,08	0,59	3,40	1,47	2,37	2,81	4,25	1,74	2,42	3,27	4,32	1,58	2,97	3,07	4,64	4,45	4,69
П.п.п.	0,19	0,47	0,78	1,84		2,35	2,39	1,49	2,24	2,50	1,36	0,62	1,52	1,34	1,48	0,60	2,33	2,17	1,64	0,91	0,46	0,82
Сумма	100,00	100,0	100,0	100,0	100,36	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
a	9,2	12,4	3,1	25,0	28,5	0,6	3,9	10,9	8,6	11,4	12,1	13,2	8,2	9,8	11,0	12,7	8,2	12,0	12,1	14,3	14,5	12,2
c	7,3	1,2	2,2	1,7	1,4	0,6	7,9	2,1	8,2	6,3	4,8	1,0	7,9	6,1	4,2	1,6	9,6	6,4	4,3	1,5	$\bar{c}1,1$	$\bar{c}10,8$
b	21,5	4,3	51,3	9,8	6,9	60,5	32,6	11,0	20,2	13,4	8,1	4,5	21,2	14,6	10,8	5,7	21,2	10,4	7,4	3,3	3,6	14,3
s	62,0	82,1	43,4	63,5	63,2	38,3	55,6	76,0	63,0	68,9	75,0	81,3	62,7	69,5	74,0	80,0	61,0	71,2	76,2	80,9	80,8	62,7
a'	—	6,0	—	—	—	0,4	—	43,0	—	—	—	43,5	—	5,7	18,4	37,2	—	—	—	—	—	—
f'	53,0	86,0	35,0	71,4	62,5	9,7	26,3	31,6	44,0	56,5	53,4	42,0	41,0	45,5	42,0	39,6	47,5	60,6	56,1	63,2	69,0	36,8
m'	40,8	8,0	34,5	5,8	4,4	89,9	57,0	25,4	42,0	38,2	45,7	14,5	45,3	48,8	39,6	23,2	46,3	38,0	43,0	30,7	12,7	32,2
c'	6,2	—	30,5	22,8	33,1	—	16,7	—	14,0	5,3	0,9	—	13,7	—	—	—	6,2	1,4	0,9	6,1	18,3	31,0
n	65,5	81,0	70,3	75,0	80,4	80,0	79,0	57,0	74,0	70,0	66,0	55,0	69,0	65,0	58,0	52,0	70,5	62,5	63,0	54,0	51,0	42,5
φ	30,9	36,3	19,4	56,2	48,0	6,3	13,4	5,2	11,2	14,2	10,7	15,8	13,5	13,3	8,1	10,5	20,6	20,3	25,6	31,3	70,0	68,6
t	1,4	0,1	9,0	1,0	0,5	0,4	1,7	0,5	1,3	1,0	0,5	0,1	1,2	1,0	0,5	0,2	2,0	1,1	0,5	0,2	0,2	3,9
Q	−1,7	+38,2	−11,6	−24,7	−32,0	−22,5	+4,5	+28,1	+0,6	+8,7	+21,0	+35,2	+1,1	+13,3	+21,8	+33,0	−4,0	+12,0	+22,9	+31,7	+31,5	−9,8
a/c	1,2	10,0	1,4	10,4	20,0	1,0	0,5	5,0	1,0	1,8	2,7	13,2	1,0	1,6	2,6	8,0	0,8	1,9	3,0	9,5	13,2	1,1

* Номер анализа. Позднепалеозойский сергеевский комплекс: 1 — габбро (среднее из 5 анализов). Позднепермский седанкинский комплекс: 2 — граниты (среднее из 5 анализов). Юрский кокшаровский комплекс: 3 — пироксениты (среднее из 14 анализов); 4 — нефелиновые сиениты (среднее из 18 анализов); 5 — тингуаиты (среднее из 3 анализов). Раннемеловая хунгарийская серия: 6 — гипербазиты (среднее из 6 анализов); 7 — габбро (среднее из 8 анализов); 8 — граниты (среднее из 30 анализов). Позднемеловой нижнеамурский комплекс: 9 — габбро-диориты (среднее из 6 анализов); 10 — диориты (среднее из 15 анализов); 11 — гранодиориты и тоналиты (среднее из 86 анализов); 12 — граниты (среднее из 56 анализов). Позднемеловой бачелазский и *мяо-чанский и раннепалеогеновый верхнеудоминский комплексы:* 13 — *габбро* (среднее из 18 анализов); 14 — диориты (среднее из 77 анализов); 15 — гранодиориты (среднее из 112 анализов); 16 — граниты (среднее из 203 анализов). Позднепалеогеновый прибрежный комплекс: 17 — габбро (среднее из 3 анализов); 18 — диориты и кварцевые диориты (среднее из 8 анализов); 19 — гранодиориты (среднее из 13 анализов); 20 — аляскитовые граниты (среднее из 9 анализов); 21 — щелочные граниты, арфведсонит-эгирин-рибекитовые (среднее из 15 анализов); 22 — сиениты, рибекит-эгириновые (среднее из 2 анализов).

ные дайки и мелкие тела нефелиновых сиенитов (типа фойяитов), тингуаитов и пегматоидных нефелиновых сиенитов, которые приурочены к широтным и северо-западным трещинам.

Кокшаровский массив сопровождается серией даек, располагающихся в основном в зоне экзоконтакта и частью на значительном (до 30—40 *км*) удалении от нее. Жильные породы представлены преимущественно альбитофирами, а также аплитовыми альбититами, лампрофирами (минетта, керсантиты, спессартиты).

Как в интрузиях, так и жильных породах проявлен натриевый, калиевый и кальциевый метасоматоз [Руб, Левицкий, 1962]. Внутри массива выделяются участки карбонатизированных пироксенитов и карбонатных пород, отнесенных к карбонатитам. Мощность гнезд или жил карбонатитов не более 1 *м*.

Петрохимические особенности ультраосновных и щелочных пород приведены в табл. II-18. По химизму ультраосновные породы отличаются от нормальных пироксенитов повышенным содержанием окисей титана и железа и близки по химическому составу к якупирангитам. Ведущие элементы-примеси ультраосновных пород: барий, стронций, цирконий, фосфор, медь, цинк, галлий, титан, марганец, ванадий, хром, никель, кобальт. Нефелиновые сиениты по сравнению со средним составом нефелиновых сиенитов (по Р. Дэли) содержат больше глинозема и иногда кальция и железа.

Ведущие элементы-примеси нефелиновых сиенитов и тингуаитов — барий, стронций, циркон, иттрий, лантан, ниобий, медь, галлий, титан, марганец. При сравнении элементов-примесей щелочных и ультраосновных пород видно, что в некоторой части они различны: барий, ит-

трий, лантан, ниобий характерны только для щелочных пород, а хром, никель и кобальт — только для ультраосновных пород, но вместе с тем в них отмечены и общие элементы — стронций, цирконий, медь, галлий, титан.

В апатитах ультраосновных пород, так же как и в апатитах альбититов и карбонатитов, постоянно присутствуют иттрий и лантан. Эти данные, видимо, свидетельствуют об общности магматического очага для ультраосновных и щелочных пород. Ведущие элементы-примеси карбонатитов — стронций, цирконий, иттрий, лантан, церий, титан — характерны также и для нефелинсодержащих пород. В карбонатитах отмечаются высокое содержание фосфора и незначительное количество хрома и кобальта, характерных элементов-примесей ультраосновных пород. Эти данные подтверждают предположение о генетической связи карбонатитов с ультраосновными и щелочными породами.

Контактовый метаморфизм в связи с ультраосновными и щелочными породами кокшаровского интрузивного комплекса выражается в амфиболизации порфиритов и их туфов и в ороговиковании алевролитов, песчаников и сланцев. Кроме того, вокруг массива развита прерывистая зона фенитизации. С Кокшаровским массивом связано значительное месторождение вермикулита.

Массив верховья р. Малой Поги представлен согласным межпластовым клинообразным телом площадью около 5 $км^2$, вытянутым в северо-восточном направлении. Сложен он нефелиновыми сиенитами типа фойяитов, которые под влиянием поздних эндогенных процессов существенно изменены. Кроме того, в массиве встречаются маломощные жилы сиенит-порфиров, бостонитов, нефелиновых сиенит-пегматитов, альбититов, также интенсивно измененных. Массив сопровождается ниобий-циркониевой минерализацией.

Возраст ультраосновных и щелочных пород принимается среднеюрским, они прорывают и метаморфизуют верхнепалеозойские отложения (улахинская серия) и являются комагматичными со щелочными и субщелочными базальтоидами погской свиты среднеюрского возраста.

Определение абсолютного возраста пироксенитов (аргоновым методом по биотиту) в лаборатории ИГЕМ дало 139 млн. лет, параллельное определение по нефелину из тингуаитов — 135—145 млн. лет. Валовое определение аргоновым методом возраста нефелиновых сиенитов, сделанное Н. И. Полевой (ВСЕГЕИ), показало 145 млн. лет. Валовое определение возраста по образцам тингуаитов в лаборатории ЦГУ (Черныш, 1963) дало 146 млн. лет.

По типу слагающих пород и характеру метасоматических преобразований кокшаровский интрузивный комплекс относится к формации щелочных-ультраосновных пород и карбонатитов [Кузнецов, 1964].

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ И ИНВЕРСИОННАЯ СТАДИИ (ТРИАС — НИЖНИЙ МЕЛ)

Триасовый и юрский вулканизм. В восточной части Сихотэ-Алинской области уже в позднем триасе вновь закладываются геосинклинальные прогибы. В Северо-Сихотэ-Алинской и Горинской структурно-формационных зонах в триасе и юре накапливались кремнисто-терригенные образования, переслаивающиеся со спилитами, диабазовыми порфиритами, их туфами и лавобрекчиями. Мощность всего разреза варьирует от 1000 до 2000 *м*. Вулканические образования находятся в резко подчиненном количестве.

Раннемеловой вулканизм. Вулканогенные образования этого времени известны во многих районах рассматриваемой складчатой области. Они всюду органически связаны с морскими терригенными отложениями уктурской свиты, и только лишь туфовые продукты, как правило,

мелкого и тонкого гранулометрических классов захоронялись также и в пресноводно-континентальных отложениях.

Анализ пространственного размещения лавовых и прижерловых пирокластических фаций вулканических пород позволяет говорить об определенной закономерной связи вулканизма с геотектоническими элементами. Так, зоны активного вулканизма располагались в области сопряжения прогибов и интрагеоантиклинальных поднятий, т. е. в зонах наибольшего растяжения земной коры. Менее характерно и недостаточно еще доказано проявление вулкнизма в областях интрагеоантиклинальных поднятий.

В пределах рассматриваемой территории выделяются следующие зоны активного вулканизма (рис. II-20) второй половины раннего мела: Удыльская, Западно-Сихотэ-Алинская и Восточно-Сихотэ-Алинская.

В Удыльской зоне очаги вулканической деятельности известны в юго-западной части оз. Удыль (м. Жолмых), на левобережье зал. Ситога и прилегающем к нему левобережье Амура. В Западно-Сихотэ-Алинской зоне они установлены в районе Горной протоки (правобережье Амура), в бассейне рек Уктур и Очко, в нижнем течении р. Бикина. Возможно, сюда относятся также выходы вулканических пород в среднем течении р. Си и на южном побережье оз. Хумми. Наконец, в Восточно-Сихотэ-Алинской зоне, значительно менее протяженной, чем предыдущая, известны пока только два выхода — это бассейн рек Кемы и Нанцы и близ ст. Сихотэ Комсомольск-Совгаванской железной дороги.

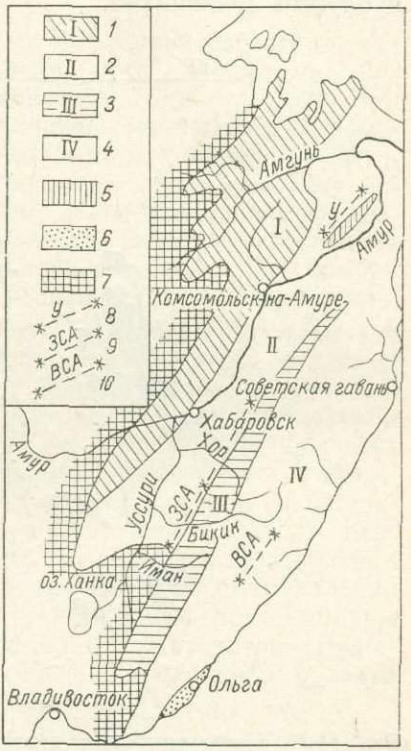


Рис. II-20. Схема расположения палеотектонических элементов Сихотэ-Алинской складчатой системы во второй половине раннемелового времени. Составила З. П. Потапова.

1 — Амур-Амгунское краевое поднятие; *2* — Западно-Сихотэ-Алинский прогиб; *3*—Центральное Сихотэ-Алинское интрагеоантиклинальное поднятие; *4* — Восточно-Сихотэ-Алинский прогиб; *5* — Киселевское интрагеоантиклинальное поднятие; *6* — Прибрежное поднятие; *7* — области развития палеозойской складчатости. *Области развития* раннемелового вулканизма: *8* — Удыльская, *9* — Западно-Сихотэ-Алинская, *10* — Восточно-Сихотэ-Алинская.

В пределах всех перечисленных зон очаги вулканической деятельности располагались непосредственно в бассейне морского осадконакопления, несомненно, в мелководье и в относительной близости к интрагеоантиклинальным поднятиям. Продукты вулканизма (не только туфы, но и лавы) попадали непосредственно в бассейн осадконакопления и становились, таким образом, нормальными стратиграфическими членами толщи морских геосинклинальных осадков уктурской свиты.

Вулканические продукты баррем-альбского времени представлены лавами, туфами и туфобрекчиями диабазовых (базальтовых) и андезитовых порфиритов. Порфировые выделения представлены основным или средним плагиоклазом, моноклинным пироксеном (авгитом, реже диопсидом). Основная масса интерсертальной или гиалопилитовой структуры состоит из плагиоклаза, мелких кристаллов пироксена и в отдельных разностях диабазов длиннопризматических кристаллов роговой обманки. Характерна тонкая вкрапленность рудного минерала.

Акцессорные: рудный минерал, апатит, сфен. Для всех пород характерен палеотипный облик, обусловленный развитием таких минералов, как кальцит, альбит, хлорит и в меньшей степени соссюритовых продуктов. Изменениями задеты в сильной степени как порфировые выделения, так и основная масса этих пород. Миндалины сложены хлоритом, кальцитом или халцедоном, и лишь в редких случаях в них развивается пумпеллиит. Туфы играют местами значительную роль среди продуктов вулканизма.

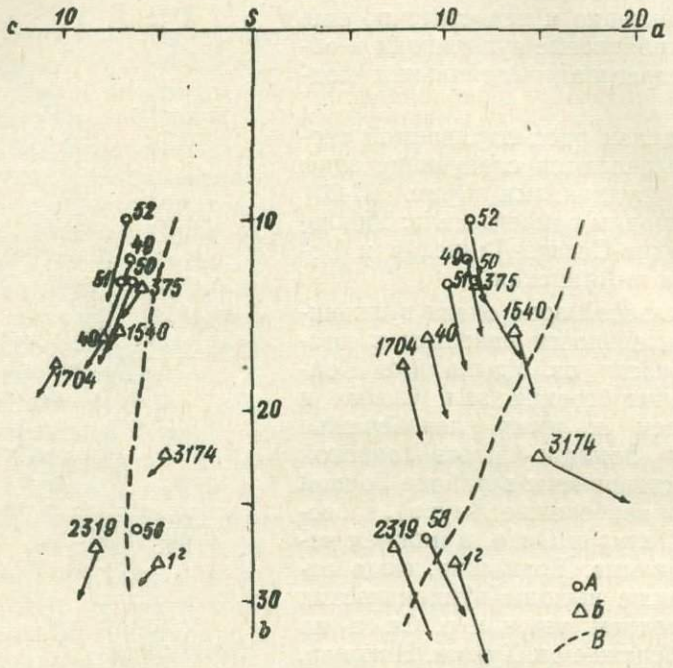


Рис. II-21. *Петрохимическая диаграмма эффузивных пород раннемелового возраста* Сихотэ-Алинской складчатой области.

А — средние типы пород по Р. Дэли: 49 — андезит, 50 — авгитовый андезит, 51 — гиперстеновый андезит, 52 — роговообманковый андезит, 58 — базальт; *Б* — анализированные породы; *В* — линия Этны.

По химизму описанные породы, как это видно из диаграммы химических составов (рис. II-21), относятся к широкораспространенной на востоке тихоокеанской серии пород. В них ярко выражены магнезиальность и преобладание натрия над калием. По совокупности основных признаков, определяющих формационную принадлежность, рассматриваемые образования можно отнести к формации андезито-базальтовых порфиритов, свойственной началу того этапа развития геосинклинальных областей, когда становится характерным развитие интрагеоантиклинальных поднятий.

Интрузивные образования мезозойско-кайнозойского возраста на территории Сихотэ-Алинской складчатой области имеют по сравнению с позднепалеозойскими интрузивными породами несравненно большее распространение. Металлогеническое значение их чрезвычайно велико, ибо с ними связана практически вся рудная минерализация региона.

Раннемеловой интрузивный магматизм. Хунгарийская интрузивная серия состоит из интрузивных комплексов: гарцбургитового, габбрового и высокоглиноземистых гранитов. Интрузивы всех трех комплексов тесно сопряжены пространственно и структурно, нередко входят в состав одних и тех же сложных массивов (например, Горбилинского, Аксакинского, Дюкалинского и др.), занимая один узкий воз-

растной интервал. Они распространены только в двух структурно-формационных зонах: Северо-Сихотэ-Алинской и Нижнебикинской. В первой из них интрузивы серии расположены в виде цепочек вдоль Центрального Сихотэ-Алинского структурного шва и вдоль оперяющих его диагональных разломов. В Нижнебикинской зоне интрузивы гранитного состава тяготеют к осевой части зоны, а всех трех комплексов серии — к Западному Сихотэ-Алинскому структурному шву (см. рис. II-19).

Гипербазиты слагают мелкие (до 10 *км*^{2}) тела как согласные, так и дискордантные, видимо, всегда с «сорванными» контактами, без *признаков воздействия на вмещающие породы. Доминирующий тип* пород — полностью (редко частично) серпентинизированные гарцбургиты, отличающиеся крайней бедностью глиноземом и щелочами. Рудные концентрации в них не известны. Гипербазитовый комплекс сопоставим с самостоятельной гипербазитовой (гарцбургитовой) формацией *складчатых областей* [*Пинус, Кузнецов, Волохов*, 1958; *Кузнецов*, 1964]. Однако в данном случае он проявлен не на ранних, как обычно принято считать, а на средних этапах мезозойско-кайнозойского цикла.

Породы габбрового комплекса образуют более крупные тела (до 50 *км*^{2}), как секущие складчатые структуры, так и грубо согласные с ними. Контакты отчетливо интрузивные, с узкими ореолами пироксен-(амфибол-)плагиоклазовых роговиков и признаками приконтактовой «габброизации». Породы сильно варьируют по облику и составу, преобладают амфиболовые и амфиболизированные диаллаговые габбро, встречаются также обогащенные ромбическим пироксеном и оливином. Габбровые массивы, по-видимому, грубо расслоены, заметно дифференцированы. Развиты габбро-пегматиты, встречаются обособления пироксенитового состава. Однако дифференциатов, хотя бы отдаленно сходных с гипербазитами предыдущего комплекса, нет. Есть примеры пересечения габброидами и габбро-пегматитами гарцбургитов (Дюкалинский массив). Предполагается возможность обнаружения в связи с габброидами повышенных концентраций ильменита.

Хунгарийские граниты образуют массивы от мелких до очень крупных (более 1000 *км*^{2}), которые бывают как конкордантными, так и дискордантными, вплоть до поперечно-секущих. В Анюйской и Хорской зонах смятия, сопряженных с Центральным Сихотэ-Алинским структурным швом, граниты образуют согласные рассеянные инъекции и мигматитовые поля, сопровождаются метасоматической гранитизацией и магматическим замещением. Массивы окружены широкими ореолами роговиков с гранатом и кордиеритом, а также биотитизированных пород. В узких экзоконтактовых зонах проявлены сопутствующие становлению интрузивов явления гранитизации и магматического замещения. В Дюкалинском, Горбилинском, Агусинском и других массивах установлено прорывание гранитами гарцбургитов и габбро.

Граниты всегда обогащены биотитом (до 10—15%), постоянно содержат идиоморфные раннемагматические выделения кордиерита, иногда — граната, реже — андалузита и силлиманита, в большинстве замещенные вторичными слюдистыми продуктами. Широко распространены собственно двуслюдяные граниты с позднемагматическим мусковитом, *находящимся в срастаниях с биотитом, а также с автометаморфическим* мусковитом, замещающим полевые шпаты (но не биотит). Характерен красный или золотистый цвет биотита в шлифах, а также относительно низкая его железистость.

Химический состав гранитов (см. табл. II-18) характеризуется сильной пересыщенностью глиноземом. По сравнению со средним типом гранита повышено содержание титана, железа, магния и кальция. Калий всегда заметно преобладает над натрием.

Состав гранитов и качественные особенности слагающих их минералов фактически однотипны в разных интрузивах, в том числе удаленных друг от друга на сотни километров. Эти черты явно не зависят от характера вмещающих пород, в одних случаях песчанико-сланцевых, а в других — терригенно-кремнисто-вулканогенных с основными эффузивами. Отсутствие или незначительное развитие лейкократовых фаз или фаций свидетельствуют о малой роли эманационной дифференциации в формировании гранитов. Этой особенностью непосредственно обусловлено практическое отсутствие в связи с гранитами постмагматической минерализации и оруденения.

Интрузивы ультраосновных, основных и кислых пород хунгарийской серии прорывают отложения валанжина (Дюкалинский, Аксакинский и Горбилинский массивы в бассейне р. Хунгари). Галька габброидов и высокоглиноземистых гранитов содержится в конгломератах сеноманского яруса, развитых на обрамлении Северо-Сихотэ-Алинской зоны (бассейн рек Уктур, Аты, верховьев Тумнина). В Нижнебикинской зоне галька двуслюдяных кордиеритовых гранитов есть в заведомо баррем-альбских конгломератах в районе горы Самур. Баррем-альбские и сеноман-раннесенонские отложения повсеместно развиты только на обрамлении тех площадей, где развиты интрузивы хунгарийской серии, и нигде не прорываются ими. Таким образом, возраст всей серии определяется в интервале от валанжина до баррема (т. е. как готеривский). Возраст гранитов по калий-аргоновому методу определен в пределах 145—110 млн. лет, чаще всего 120—130 млн. лет, что согласуется с геологическими данными. Время формирования хунгарийской серии совпадает с проявлением сильной раннемеловой (готеривской) складчатости, в результате которой были консолидированы и превращены в поднятия Северо-Сихотэ-Алинская, Горинская, возможно, Нижнебикинская и некоторые другие структурно-формационные зоны.

К интрузивам габброидов и высокоглиноземистых гранитов близки по возрасту и, видимо, по составу основные и кислые эффузивы, которые в виде небольших покровов местами сохранились на окраинах Северо-Сихотэ-Алинской зоны, но большей частью уничтожены эрозией и в изобилии вошли в состав баррем-альбских и сеноман-раннесенонских конгломератов. Таким образом, в приповерхностной фации глубинности эта серия вулкано-плутоническая.

Между ультраосновными, основными и кислыми породами нет переходных или промежуточных по составу пород. Признаками «комагматичности», объединяющими их, являются бедность щелочами гипербазитов и габброидов и недостаток щелочей по сравнению с необходимым для полевых шпатов глиноземом в гранитах. Хунгарийская серия — типичный представитель особого гипербазит-габбро-гранитного ряда магматических формаций, проявленного с той или иной полнотой во многих других регионах мира.

Ранневерхнемеловой вулканизм. В Восточно-Сихотэ-Алинском синклинории в сеноман-туроне наряду с терригенно-осадочными породами встречаются туфы и туфобрекчии андезитовых порфиритов (ларгасинская свита). Более же широкое развитие сеноман-туронский вулканизм получил в Нижнебикинской структурно-формационной зоне. Здесь сформировалась толща мощностью 1600 *м*; в низах ее преобладают кварцевые и бескварцевые альбитофиры, их туфы и туфолавы с прослоями туффитов, реже фельзит-порфиры, а в верхах — авгитовые порфириты, лавобрекчии и туфы. Не исключена возможность, что последние проявились уже в сеноне.

По химизму кислые вулканиты близки щелочноземельным кварцевым порфирам по Р. Дэли, но отличаются заметно пониженным содержанием полевошпатовой извести и значительным преобладанием натрия над калием (табл. II-19).

Авгитовые и авгит-роговообманковые порфириты характеризуются интенсивно проявленными в них процессами хлоритизации и особенно альбитизации. В валовом составе продуктов сеноман-туронского вулканизма туфы преобладают над лавами. Возраст толщи определяется по резко несогласному залеганию ее на нижнемеловых отложениях и по сеноман-туронскому флористическому комплексу, содержащемуся в туфогенно-осадочной пачке в основании толщи.

В туроне и в первой половине сенона в Сихотэ-Алинской подвижной области осадочные и туфогенные породы с редкими покровами андезитовых порфиритов и туфов (удоминская свита) постепенно сменяются толщей, в которой преобладают андезитовые порфириты и их туфы, переслаивающиеся с вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами, туффитами, содержащими сенонскую флору (больбинская свита). Сенонская толща средних эффузивов и туфов прослеживается вдоль зоны сопряжения мезозойских терригенных толщ с эффузивными и пирокластическими породами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Более широкое развитие получила она в Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье, где мощность ее достигает 500—800 *м* и где в верхах ее появляются кварцевые и фельзитовые порфиры с несколько повышенной щелочностью за счет натрия.

Средние эффузивы представлены авгитовыми, реже двупироксеновыми и роговообманковыми андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами. Данные по минералогическому и химическому составу сведены в табл. II-19, II-20.

Описываемые выше продукты вулканической деятельности сеноман-турона и низов сенона составляют ранне-верхнемеловой комплекс и относятся к андезитовой формации инверсионной стадии мезозойско-кайнозойского тектоно-магматического цикла. Этим эффузивам соответствуют интрузии нижнеамурского комплекса.

Сенонский интрузивный магматизм. Нижнеамурский комплекс. Интрузивы, относящиеся к нижнеамурскому комплексу, широко распространены в Нижнем Приамурье и в основном приурочены к зонам позднемеловых геосинклинальных прогибов и к областям их сочленения с другими структурно-формационными зонами. В пределах этих зон выделяются три участка, на которых они развиты наиболее широко: в Северном Сихотэ-Алине (бассейны рек Хунгари и Тумнина), на левобережье Амура (междуречье Амгуни и Лимури) и к востоку от зал. Николая. С этими же участками территориально совпадают основные известные золотоносные районы Нижнего Приамурья: Тумнинский, Пильдо-Лимурский, Удыльский, Усть-Амгунский.

Интрузивы нижнеамурского комплекса, так же как и интрузивы более молодого возраста, располагаются линейно вытянутыми рядами — интрузивными цепочками. Наиболее протяженная (более 500 *км*) меридиональная цепочка совпадает, по-видимому, с Центральным Сихотэ-Алинским структурным швом и его предполагаемым продолжением. От этой цепочки ответвляются контролируемые оперяющими разломами менее протяженные цепочки интрузивов, дайковых поясов и изолированных контактовых ореолов, в пределах которых размещены золоторудные и редкометально-золоторудные месторождения и рудопроявления.

Возраст интрузивов, по геологическим данным, устанавливается как сенонский. Они имеют эруптивные взаимоотношения с фаунистически охарактеризованными отложениями сеноман-турона (бассейны рек Бичи, Битки, Писуя, Тумнина и др.) и вышележащими эффузивами предположительно додатского возраста (Тумнинский район). Перекрывание их эффузивами предположительно датского возраста, по данным Е. Б. Бельтенева, А. И. Фрейдина и Э. П. Изоха, установлено в истоках р. Лимури, в верхнем течении р. Тумнина и в бассейне р. Коппи.

Таблица II-19

Средний химический состав вулканических пород Сихотэ-Алиня *

Окислы	1**	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	70,89	64,28	56,80	53,48	47,99	73,22	67,42	71,97	73,59	70,59	69,47	56,83	54,44	71,70	71,14	64,84	60,58	55,91	39,24
TiO_2	0,23	0,55	0,69	1,15	—	0,17	0,36	0,26	0,16	0,13	0,35	0,84	0,92	0,14	0,36	0,38	0,72	0,63	3,60
Al_2O_3	13,85	13,86	17,37	18,53	20,79	13,17	15,35	8,67	13,17	14,13	15,31	18,98	17,11	14,53	13,37	16,30	16,84	17,56	11,36
Fe_2O_3	1,10	5,21	3,68	5,31	3,21	1,10	1,94	4,92	1,39	1,68	1,76	2,29	3,50	0,89	0,94	0,95	2,38	4,77	12,91
FeO	0,93	2,12	3,77	3,11	5,51	0,88	2,40	3,28	1,32	2,52	1,60	4,12	5,20	1,35	3,38	3,20	2,96	2,22	—
MnO	0,06	0,11	0,09	0,15	—	0,04	0,07	0,09	0,05	0,07	0,08	0,11	0,16	0,09	0,03	0,51	0,14	0,10	0,30
MgO	0,50	1,51	3,50	4,23	7,06	0,37	1,27	0,99	0,57	0,60	0,88	2,37	3,54	0,61	1,82	1,98	2,70	3,59	7,34
CaO	1,56	2,46	5,02	7,49	8,57	1,14	2,70	2,79	1,51	2,41	2,63	5,04	6,84	1,28	0,45	3,90	4,42	5,85	14,09
Na_2O	3,62	3,09	3,01	2,47	3,50	3,03	3,47	3,07	3,16	3,53	3,44	3,54	2,72	3,31	4,19	3,53	2,93	2,98	1,32
K_2O	3,27	3,35	2,13	1,66	1,45	4,02	3,06	3,85	4,00	3,36	2,60	2,18	1,89	3,91	2,69	2,75	2,60	1,66	2,67
H_2O	1,11	1,33	2,56	1,34	0,59	1,17	0,75	0,39	0,28	1,17	0,49	0,83	0,60	0,49	—	0,17	0,47	1,28	0,37
П.п.п.	3,01	2,19	1,18	1,62	1,44	2,26	1,35	—	0,78	0,40	1,65	3,04	3,14	1,22	2,08	1,28	2,67	3,47	6,71
Сумма . . .	100,13	100,06	99,80	100,54	100,11	100,57	100,14	100,28	99,98	100,59	100,26	100,17	100,06	99,52	100,45	99,79	99,41	100,02	99,91

* Данные анализов преимущественно по Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогену.

** Номер анализа. Позднепалеогеновый комплекс: 1 — липариты (среднее из 13 анализов); 2 — андезито-дациты (среднее из 3 анализов); 3 — андезиты (среднее из 2 анализов); 4 — андезито-базальты (среднее из 11 анализов); 5 — базальты (среднее из 2 анализов). Раннепалеогеновый комплекс: 6 — липариты (среднее из 20 анализов); 7 — дациты (среднее из 5 анализов); 8 — липаритовые порфиры (один анализ). Поздневерхнемеловой комплекс: 9 — липаритовые порфиры, кварц-калиевошпатовые и игнимбриты (среднее из 17 анализов); 10 — липаритовые порфиры, кварц-плагиоклазовые (среднее из 5 анализов); 11 — дациты (среднее из 3 анализов); 12 — андезиты (среднее из 6 анализов); 13 — андезито-базальты (среднее из 9 анализов). Ранневерхнемеловой комплекс: 14 — липаритовые порфиры (среднее из 7 анализов); 15 — кварцевые альбитофиры (один анализ); 16 — андезито-дациты (среднее из 2 анализов); 17 — андезиты (среднее из 3 анализов); 18 — андезито-базальты (среднее из 6 анализов). Позднеюрский комплекс: 19 — авгититы (среднее из 3 анализов).

Возраст гранитов и гранодиоритов по данным калий-аргонового метода равен в среднем 90—100 млн. лет, что также соответствует середине позднего мела.

Размеры интрузивов, относящихся к нижнеамурской серии, колеблются в широких пределах: от штоко- и дайкообразных тел до массивов площадью в первые сотни квадратных километров. Форма массивов (в плане как изометричная, так и неправильная) сильно вытянута в одном направлении, совпадающем с простиранием цепочек. Строение массивов в большинстве случаев простое, однофазное. Контакты их, как правило, крутопадающие. Ширина контактовых ореолов вокруг крупных интрузивов обычно не превышает 2 *км*.

Массивы формировались на умеренных или малых глубинах, что устанавливается по пространственной приуроченности их к покровам близких по возрасту эффузивных пород, широкому распространению порфировидных структур, незаконченным реакциям между минералами, зональности плагиоклазов, почти полному отсутствию пегматитов.

В составе комплекса в порядке возрастной последовательности выделяются габбро-диориты, тоналиты, гранодиориты, близкие к плагиогранитам, биотитовые лейкократовые граниты. Дайковые породы, часто являющиеся апофизами или жильной фацией крупных интрузий, а частью относящиеся к послегранитовым дайкам, представлены гранит-порфирами, мелкозернистыми гранитами, тоналит-порфирами, диорит-порфиритами, спессартитами, диабазовыми порфиритами.

В пространственном размещении интрузивов различного состава намечается определенная закономерность. Если на юге Нижнего Приамурья (Северный Сихотэ-Алинь) в непосредственной близости от Центрального Сихотэ-Алинского структурного шва в основном развиты интрузивы гранитов, то на севере региона преобладают массивы гранодиоритов, близких к плагиогранитам.

По химическому составу интрузивные породы нижнеамурского комплекса относятся к известково-щелочному типу (по А. Н. Заварицкому). Большинство из них близки к средним типам пород по Р. Дэли и характеризуются сравнительно невысокими содержаниями щелочей при некотором преобладании натрия над калием. В процессе развития комплекса от основных пород к кислым увеличивается содержание кремнезема и калия с одновременным уменьшением количеств титана, железа, магнезии и извести. Очень мало изменяется содержание глинозема и натрия. В ранних членах комплекса натрия содержится заметно больше калия, а в поздних натрий и калий присутствуют почти в равных количествах. Породы жильной фации гранитоидных интрузий близки к сответствующим им интрузивным породам. В то же время послегранитовые дайковые породы по химизму довольно резко отличаются от всех остальных пород серии; они характеризуются повышенными количествами щелочей и значительно меньшими содержаниями полевошпатовой извести.

Постоянно присутствующими во всех породах, кроме послегранитовых даек, акцессорными минералами являются сфен, апатит (для которого характерна зональная окраска с серым или темно-серым ядром), циркон, ортит, ильменит, магнетит; кроме того, спорадически отмечаются молибденит, галенит, оранжит, турмалин, пирит, висмутин, халькопирит. Кроме этих минералов в гранодиоритах присутствует золото, а в гранитах — вольфрамит, золото, фергусонит, ксенотим и флюорит.

Вмещающей средой для большинства интрузивов и даек являются песчанико-сланцевые отложения юрского и мелового возраста. В самих интрузивах на контактах с вмещающими породами гибридные краевые фации практически не отмечаются, что указывает на очень слабое проявление процессов приконтактовой ассимиляции. В то же время

Таблица II-20

Минералогические особенности вулканогенных пород Сихотэ-Алиня

Вулканические комплексы, состав	Минеральный состав (фенокристаллов и обломков их)				Структуры пород и основной массы (для лав)	Вторичные процессы
	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Темноцветные минералы	Акцессорные минералы	
Позднепалеогеновый: липариты, туфы, игнимбриты	+	Санидин $2V=-22\div-50°$ $\Delta_0=0$	Андезин № 35—45	Бронзит $2V=-76°$ энстатит $2V=+52°$ авгит $2V=+52°$ биотит	Циркон, ортит	Олигофировая, витрофировая, сферолитовая	Мало развиты, в незначительной мере каолинизация
андезиты, андезито-базальты	—	—	Андезин № 45—55 Лабрадор № 61—72	Авгит $2V=+52\div-74°$ редко оливин	Апатит	Порфировая, интерсертальная, пилотакситовая	Хлоритизация, иддингситизация, монтмориллонитизация
Раннепалеогеновый: липариты, перлиты, туфы, игнимбриты	В кварце часты включения основной массы	Нормально калиевый гомогенный санидин* $Or_{60-90}Ab_{40-10}$ $\Delta_0=0$	Олигоклаз № 18—28 и олигоклаз-андезин № 25—45	Железистый гиперстен $2V=-60\div-64°$ биотит	Ортит, циркон, апатит, гранат, ильменит-гематит	Олигофировая, реже полифировая, витрофировая, сферолитовая	Окварцевание, цеолитизация, каолинизация
дациты, андезиты, туфолавы, игнимбриты	В дацитовых разновидностях	В дацитах в основной массе	Андезин	Авгит $2V=+50\div-65°$ роговая обманка	Циркон, апатит	Порфировая, пилотакситовая, интерсертальная	Альбитизация, серицитизация, цеолитизация
Поздневерхнемеловой: липаритовые порфиры, игнимбриты	+	Высококалиевый санидин* $Or_{77-90}Ab_{23-10}$ с пертитами Ab=25% $\Delta_0=0$ 1÷0,2	Олигоклаз № 18—28	Биотит, роговая обманка	Ортит, циркон, апатит, лейкоксен, рутил, реже монацит, гранат, титаномагнетит	Полифировая, микрофельзитовая, микропойкилитовая, микрогранитовая	Перекристаллизация основной массы, пелитизация калиевого полевого шпата
андезиты, андезито-базальты	—	—	Лабрадор-битовнит № 58—73	Авгит $2V=+52\div-64°$	Апатит	Порфировая, гиалопилитовая	Хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация
Ранneверхнемеловой: липаритовые порфиры, фельзиты, кварцевые альбитофиры	+	Нерешетчатый микроклин?, ортоклаз	Альбит и олигоклаз-андезин	Редко биотит	Апатит	Порфировая, микрофельзитовая; микропойкилитовая	Альбитизация, перекристаллизация основной массы
андезитовые порфириты	—	—	Андезин	Авгит, роговая обманка	Апатит, сфен, рудный минерал	Порфировая, пилотакситовая, гиалопилитовая	Хлоритизация, карбонатизация, уралитизация

* Результаты химического и рентгеновского анализов.

воздействие самих интрузий на вмещающие породы проявлено достаточно сильно. Ореолы контактового метаморфизма в зависимости от состава пород, слагающих тот или иной массив, и размеров последнего имеют различную ширину.

В пределах контактовых ореолов выделяются экзоконтактовые зоны кварц-биотитовых и кварц-полевошпато-слюдистых роговиков, средние зоны с кордиерит-биотитовыми роговиками и узловатыми кордиеритовыми сланцами и внешние зоны сильно биотитизированных пород, постепенно сменяющиеся к периферии ореолов серицитизированными песчаниками и сланцами.

С нижнеамурским интрузивным комплексом связан сложный редкометально-золоторудный комплекс, дающий промышленные концентрации золота и перспективный на вольфрам, сурьму, молибден.

В Южном Сихотэ-Алине нижнеамурский интрузивный комплекс до недавнего времени объединялся с бачелазским, и лишь в последнее время интрузивы, относящиеся к нему, стали выделяться в самостоятельный татибинский комплекс. В настоящей работе к нижнеамурскому комплексу по минеральному и химическому составу, ряду петрографических черт и сведений о взаимоотношениях интрузивов с позднемеловыми эффузивами отнесен ряд массивов в отдельных частях Центральной и Восточно-Сихотэ-Алинской зон, прилегающих к Центральному и Западному Сихотэ-Алинскому структурным швам.

СТАДИЯ КОНСОЛИДАЦИИ (ДАТ-ПАЛЕОГЕН)

Поздневерхнемеловой — палеогеновый вулканизм. Со второй половины сенона, когда Сихотэ-Алинская область окончательно оформилась как складчатое сооружение и началось ее сводовое поднятие, широко проявился наземный вулканизм в наложенных впадинах и особенно в зоне сочленения областей мезозойской (Сихотэ-Алинь) и кайнозойской (Сахалин, Японские острова) складчатости. Описание этой структуры, известной как Сихотэ-Алинский вулканоген, приведено в разделе, посвященном характеристике Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. Фактический же материал по петрологии поздневерхнемеловых и палеогеновых вулканитов, в большей своей массе сосредоточенных в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене, дан в этом разделе на основании территориальной приуроченности вулканогена к краевой части Сихотэ-Алинской складчатой области, а также ввиду дискуссионности вопроса о его месте в тектоно-магматическом развитии данной территории.

Формирование сложного поздневерхнемелового вулканогенного комплекса, состоящего из двух толщ, началось в верхнем сеноне с извержения туфов кислого состава. Залегающие в его основании авгитовые и роговообманково-авгитовые андезиты нижней толщи имеют незначительное развитие и пространственно тяготеют к полям средних эффузивов и туфогенно-осадочных пород начала позднего мела. Нет единства в мнении о взаимоотношении андезитов и андезито-базальтов с вышележащими кислыми эффузивами. По данным Ю. П. Бидюка, Е. В. Быковской и других, сенонские кислые эффузивы и туфы этого комплекса несогласно залегают на осадочных породах палеозоя, мезозоя, а также на ранних осадочно-вулканогенных образованиях позднего мела. Мощность сенонских кислых эффузивов Северного Сихотэ-Алиня 500—600 *м*. Представлены они преимущественно туфами фельзитов и фельзит-порфиров, туфолавами и игнимбритами липаритовых порфиров.

Следующая вверх по разрезу вулканогенная позднемеловая (маастрихт — датский ярус) толща в Северном Сихотэ-Алине и в Нижнем Приамурье, по данным З. П. Потаповой и С. А. Салуна, имеет четкое двучленное строение. В низах ее развиты авгитовые андезито-базаль-

ты, андезиты, дациты, туфы и туфогенно-осадочные образования с сенон-датскими и цагаянскими флористическими комплексами. Мощность средних эффузивов и туфов около 800 *м*. Венчают верхнюю толщу этого комплекса туфы и игнимбриты полифировых липаритовых порфиров, реже липариты и фельзиты. Мощность их 500—600 *м*. В Среднем и Южном Сихотэ-Алине (прибрежное поднятие) эта толща состоит из чередующихся дацитовых и липаритовых пирокластических пород со значительным преобладанием среди них туфолав и игнимбритов и с прослоями туффитов и туфогенно-осадочных пород, содержащих флору сенон-датского возраста. Лавы присутствуют в резко подчиненном количестве и представлены дацитами, полифировыми липаритами и значительно реже андезитами. Мощность описываемых вулканогенных образований около 2000 *м*.

Возраст липаритовых порфиров и туфов этого комплекса по данным калий-аргонового метода соответствует 67—77 млн. лет, а порфиритов — 75 и 86 млн. лет.

Близкая по составу сенон-датская толща липаритовых порфиров, туфов, туффитов с подчиненным количеством андезитовых порфиритов (дорофеевская свита) выполняет наложенные впадины в Центрально-Сихотэ-Алинском поднятии и на западном склоне Сихотэ-Алиня.

Петрохимическим особенностям поздневерхнемелового вулканического комплекса посвящены работы М. А. Фаворской (1956), Е. В. Быковской (1960, 1965) и других исследователей. Поэтому здесь будут даны лишь наиболее характерные черты минералогического и химического состава, отображенные в табл. II-19 и III-1, и изложены некоторые новые данные.

Плагиоклазовые и авгитовые порфириты этого комплекса относятся к типичным андезитам и андезито-базальтам по Дэли.

По химическому составу (рис. II-22, табл. II-19) кислые эффузивы поздневерхнемелового комплекса являются типичными представителями известково-щелочной серии пород. По мере формирования толщи кислых эффузивов этого комплекса в их химическом составе происходят следующие изменения: уменьшается количество полевошпатовой извести, увеличиваются глиноземистость, количество железа и роль калия по отношению к натрию при почти постоянном составе щелочей.

Геохимические особенности вулканогенных пород с точки зрения содержания и коэффициента встречаемости элементов-примесей основаны на полуколичественном спектральном анализе около 700 проб. Как видно из табл. II-21, постоянными рудными акцессорными элементами вулканических пород комплекса (включая и данные по палеогеновым вулканитам) являются свинец, медь, марганец и ванадий. Общее фоновое содержание меди и свинца в неизмененных покровах липаритовых порфиров и туфов явно повышенное по сравнению с кларком.

Кроме указанных выше постоянными элементами-примесями вулканических пород этого комплекса являются бериллий, барий, галлий, циркон и иттрий.

Среди покровов липаритовых порфиров и туфов широкое распространение получили вторичные кварциты галогенно-кислотного ряда и связанное с ними высокоглиноземистое сырье (алунит, диаспор, пирофиллит, корунд и др.). Из рудных полезных ископаемых отмечаются рудопроявления олова риолитового типа, проявления полиметаллических руд, а в более глубинных пропилитовых фациях гидротермально-измененных пород вероятны месторождения меди.

Поздневерхнемеловой вулканогенный комплекс относится к дацит-липаритовой «порфировой» формации и сопоставляется с интрузивным бачелазским (мяо-чанским) интрузивным комплексом.

Таблица II-21

Среднее содержание акцессорных элементов в вулканических породах Восточного Сихотэ-Алиня (по данным спектральных анализов, 10^{-3}%)

Элементы	Кларк в породах (по А. П. Виноградову)		Поздневерхнемеловой комплекс				Раннепалеогеновый комплекс				Позднепалеогеновый комплекс			
	Средние	Кислые	Андезитовые порфириты, андезито-базальты		Липаритовые порфиры, фельзиты, игнимбриты, туфы		Дациты, андезиты, туфолавы		Липариты, туфы, игнимбриты		Андезиты, андезито-базальты		Дациты, липариты, туфы и игнимбриты	
			$\overline{X}_N$*	K*	$\overline{X}_N$	K	$\overline{X}_N$	K	$\overline{X}_N$	K	$\overline{X}_N$	K	$\overline{X}_N$	K
Pb	1,5	2	1,2	0,674	5,3	0,869	3,2	0,5	1,9	0,782	4	1,0	2	0,922
Zn	2	7	—	—	—	—	—	—	—	—	14,5	0,7	—	—
Cu	3,5	2	9,8	0,92	3,6	0,865	1,7	1,0	1,3	0,718	17,1	1,0	1,5	0,806
Sn	—	1,3	—	—	0,3	0,037	—	—	—	—	—	—	—	—
Mo	0,09	0,1	—	—	0,1	0,071	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	0,07	0,05	—	—	0,06	0,037	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	1,0	0,5	0,6	0,444	—	—	—	—	—	—	1,1	1,0	—	—
Cr	5,0	0,25	1,5	0,301	—	—	—	—	—	—	3,1	0,5	—	—
Mn	120	60	104	1,0	66	0,986	40,8	1,0	32,1	1,0	14,1	1,0	70,1	1,0
V	10	4	12	0,944	3,8	0,768	26,8	0,5	0,7	0,218	12,8	1,0	1,6	0,233
Ni	5,5	0,8	1,0	0,507	—	—	—	—	—	—	1,7	1,0	—	—
Be	0,2	0,6	0,5	0,698	0,4	0,646	0,3	0,375	0,9	0,876	1,0	1,0	0,9	0,864
Ce			—	—	2,1	0,040	—	—	—	—	—	—	—	—
Y	—	3,4	1,1	0,531	0,7	0,535	—	—	1,8	0,641	1,8	1,0	0,9	0,405
Zr	26	20	10,2	0,865	13,7	0,963	5,3	1,0	16,8	1,0	14	1,0	10,2	0,981
Ga	2	2	4	0,92	3,7	0,859	4,1	1,0	3,5	0,947	6	1,0	2,9	0,932
Sc	0,25	0,3	6	0,388	—	—	—	—	—	—	5,1	1,0	—	—
Sr	20	30	27	0,70	5	0,239	6	0,625	40	0,30	3,4	1,0	9,7	0,078
Ba	65	83	70	0,873	153	0,916	49	0,75	156	0,935	45	0,9	207	0,942
Кол-во проанализированных проб N			126		297		8		170		10		103	

* $K = \frac{\text{количество проб, содержащих элемент}}{\text{количество анализированных проб}}$; $\overline{X}_N = \frac{x_1 n_1 + x_2 n_2 + \ldots + x_i n_i}{N}$;

x_i — класс (середина класса, например, 0,001—0,003=0,002); N — количество анализированных проб; n_i — частота встречаемости.

Датский и раннепалеогеновый интрузивный магматизм. Бачелазский, мяо-чанский и верхнеудоминский комплексы относятся к габбро-гранодиорит-гранитному ряду вулкано-плутонических формаций [Кузнецов, 1964]. Все они калиевые, оловоносные, очень сходные друг с другом по последовательности внедрения интрузий разного состава, их петрографическим особенностям и рудоносности. Поэтому

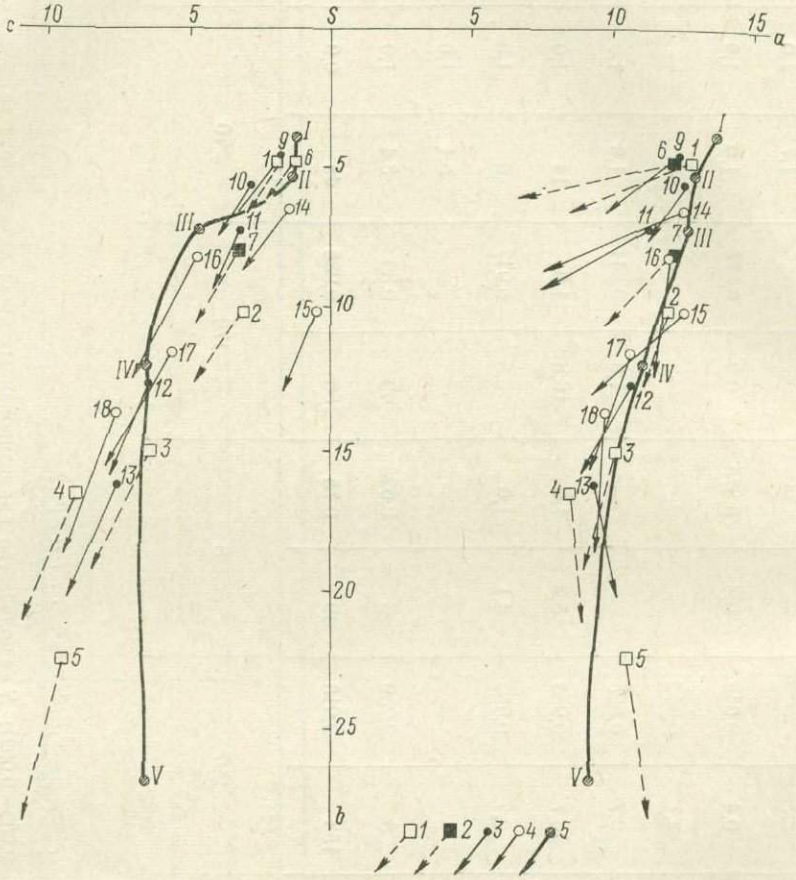


Рис. II-22. Петрохимическая диаграмма вулканических пород верхнего мела и палеогена Сихотэ-Алиня.

Вулканические комплексы: 1 — позднепалеогеновый, *2* — раннепалеогеновый, *3* — поздневерхнемеловой, *4* — ранневерхнемеловой; *5* — средние типы эффузивов по *Р. Дэли: I* — липарит, *II* — кварцевый порфир, *III* — дацит, *IV* — андезит, *V* — базальт.

они описываются совместно. Различаются они, прежде всего, районами распространения, причем первые два комплекса примерно одновозрастны, а третий — более молодой. Лишь в немногих случаях его можно уверенно отличить от бачелазского.

Бачелазский комплекс в Среднем Сихотэ-Алине развит главным образом в пределах Главного синклинория (Восточного прогиба) (Э. П. Изох и другие, 1957). В Северном Сихотэ-Алине он, по-видимому, распространен лишь в районах, тяготеющих к Центральному структурному шву. В Южном Сихотэ-Алине, Ханкайском массиве, Южно-Приморской и Даубихинской зонах верхнеудоминский комплекс занимает, по-видимому, преимущественно более восточные части Среднего и Северного Сихотэ-Алиня. Интрузивы обоих комплексов образуют отчетливые цепочки, вытянутые вдоль структурного шва и вдоль системы оперяющих его разломов глубокого заложения, вырисовывая в целом

региональную трещинную систему типа «конского хвоста». Интрузивы мяо-чанского комплекса распространены на левобережье Амура, главным образом в Куканской и Горинской зонах. Они также образуют систему цепочек, составляющих оперение Хингано-Буреинского структурного шва. Таким образом, два крупных ареала развития калиевых оловоносных интрузивных комплексов соответствуют областям, на которые распространяется влияние двух крупнейших глубинных разломов.

Время формирования бачелазского и мяо-чанского комплексов приходится на эпоху общего воздымания всей складчатой области, последовавшей за завершающей сенонской складчатостью. Верхнеудоминский комплекс отвечает эпохе продолжающегося воздымания складчатой области, но, по-видимому, на более ограниченной территории. С процессами воздымания были сопряжены активизация старых и, возможно, образование новых разломов глубокого заложения, входящих в систему оперения структурных швов. В это время происходили лишь относительно слабые складчатые дислокации вулканических покровов сенон-датского и палеоцен-эоценового возраста. Интрузивные комплексы, таким образом, являются подчеркнуто послескладчатыми.

Рассматриваемые комплексы представляют собой отчетливо многофазные ассоциации интрузивных и эффузивных пород. Наиболее полная последовательность внедрения следующая * (от ранних фаз к поздним): 1) кварц-ортоклазовые габбро; 2) кварцевые диориты; 3) гранодиориты; 4) андезиновые граниты и монцониты (не всегда); 5) умеренно кислые роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты; 6) нормальные биотитовые граниты; 7) лейкократовые граниты и аляскиты; 8) гранит-порфиры и интрузивные кварцевые порфиры; 9) послегранитовые гранодиорит-порфиры, кварцевые и бескварцевые диорит-порфириты, спессартиты, диабазовые порфириты и диабазы.

Отмеченная последовательность характерна для полных вариантов комплексов, проявленных преимущественно в зонах, удаленных от структурных швов. В зонах самих структурных швов часто проявлены существенно гранитные варианты интрузивных комплексов: с малой ролью или отсутствием предшествующих гранитам средних и основных пород, а также послегранитовых даек и мелких тел того же состава (хр. Дуссе-Алинь, среднее течение р. Анюя и другие районы). Намечаются также незавершенные варианты комплексов с незначительным развитием или отсутствием гранитов (Харпинская интрузивная цепочка). Кроме того, выделяется улунгинский комплекс, представляющий собой «высококалиевый» незавершенный вариант бачелазского комплекса со следующим порядком внедрения интрузий: 1) оливиновые монцониты; 2) пироксеновые и роговообманковые монцониты; 3) кварцевые монцониты; 4) гранодиориты.

Размеры интрузивных массивов варьируют в широких пределах: от мелких штоков и даек до крупных массивов площадью 1000 $км^2$ и больше. По форме это большей частью трещинные (разломные) тела, вытянутые по простиранию интрузивных цепочек. Широко распространены тела с пологой кровлей и, возможно, подошвой, т. е. уплощенные по вертикали и занимающие полости отслоения между образованиями различных структурных ярусов.

Практически все интрузивы дискордантны относительно геосинклинальных складчатых структур. В подавляющем большинстве они многофазны, т. е. сформированы путем последовательного внедрения из более глубинного источника магм меняющегося состава. При этом интрузивы, относящиеся к одним и тем же цепочкам, обычно сходны по

---

* Группу пород (2—4) авторы именуют «монцонитоидами». Однако введение этого термина в петрографическую номенклатуру редакторы вообще считают ошибочным и вынуждены были исключить его из текста.— *Ред.*

числу фаз и набору пород, а принадлежащие к разным цепочкам (хотя бы и расположенным по соседству) могут значительно отличаться.

Рассматриваемые интрузивные комплексы представляют собой типичные вулкано-плутонические ассоциации. Для большинства интрузивных пород разных фаз имеются свои излившиеся и пирокластические аналоги. Комплексу основных и средних интрузивных пород Мяо-Чана соответствуют эффузивы амутской свиты, а комплексу гранитов — кислые эффузивы, лежащие стратиграфически выше амутской свиты. Бачелазскому комплексу отвечает ольгинская серия, начинающаяся основными и заканчивающаяся кислыми эффузивами. Наконец, с верхнеудоминским комплексом параллелизуются раннепалеогеновые основные и средние эффузивы и богопольская свита кислых эффузивов. В Мяо-Чанском районе, Харпинской цепочке, в бассейнах верховьев р. Коппи, р. Бо-Джаусы и в других районах, характеризующихся весьма малой величиной эрозионного среза, устанавливается чередование во времени фаз извержения эффузивов и фаз внедрения интрузивов. При этом между плутоническими и собственно вулканическими имеется весь ряд промежуточных образований: субвулканических тел, эруптивных аппаратов и т. п.

Намечаются две формы связей между эффузивными и интрузивными породами, аналогичные тем, которые были описаны М. А. Фаворской (1959, 1960) в Южном Приморье: удаленная, когда предполагается связь тех и других с одним глубинным магматическим очагом, и близкая, когда есть основания говорить об извержении эффузивов непосредственно из камер плутонов. Примерами проявления близкой связи служат Мяо-Чанский район, Харпинская цепочка, междуречье Бикина и Катэна и другие районы, где распространены тесно ассоциирующие друг с другом основные и средние интрузивные породы и такой же основности эффузивы, обладающие характерным парагенезисом основного плагиоклаза с калиевым полевым шпатом, пироксена с биотитом и т. п. В Баджальском хребте и других районах широко распространены кислые эффузивы, которые по всем признакам (кроме структуры) сходные с гранитами последних фаз интрузивных серий и т. п.

Возраст мяо-чанского и бачелазского комплексов определяется как конец сенона — датский век (возможно, включая начало палеоцена). Интрузивы этого комплекса прорывают сенон-датские эффузивы в хребтах Мяо-Чан, Баджальском, Дуссе-Алине, в бассейне р. Тавасикчи — в Центральном Сихотэ-Алине и в других районах. Верхняя возрастная граница, однако, до сих пор строго не определена. Значения возраста по калий-аргоновому методу (данные Н. И. Полевой) варьируют в пределах 100—80 млн. лет для пород ранних фаз и 85—75 млн. лет для гранитов. В районе Кузнецовского перевала в Северном Сихотэ-Алине, бассейне р. Коппи и других местах интрузивы этой серии прорывают не только весь разрез позднемеловых эффузивов, но и лежащие стратиграфически выше покровы раннепалеогеновых эффузивов. В бассейне р. Коппи и среднего течения р. Анюя интрузивы бачелазского и верхнеудоминского комплексов развиты по соседству и при большом сходстве по некоторым признакам все же отличаются друг от друга.

Диагностические признаки интрузивных пород следующие. Характерна очень высокая (до битовнита и даже до анортита) основность плагиоклаза в породах ранних и средних фаз, в том числе в некоторых умеренно кислых гранитах, приближающихся по количественно-минералогическому составу к аляскитам. Парагенезис основного плагиоклаза с калиевым полевым шпатом является постоянным устойчивым признаком и не зависит от содержания кварца. В основных и средних породах, кроме того, характерен парагенезис пироксена (сменяемого ам-

фиболом) и биотита; железистость биотита закономерно меняется от 40—45% в габброидах до 100% в лейкократовых гранитах в случае полных вариантов интрузивных серий и остается относительно постоянной (в пределах 50—60%) в случае существенно гранитных вариантов. Акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит, ортит. Характерно отсутствие или малое содержание сфена, нет глиноземистых минералов. В гранитах и отобранных из них биотитах отмечается повышенное содержание примесей олова. Характерна значительная роль калия, а в средних и кислых породах — резкое его преобладание над натрием (см. табл. III-1).

Интрузивные породы окружены обширными ореолами кварц-биотит-полевошпатовых роговиков и сильно биотитизированных пород. Контактовые ореолы вокруг гранитных тел значительно шире, чем вокруг тел основных и средних пород того же размера. Гранитные интрузивы, в отличие от основных интрузивов более ранних фаз, всегда сопровождаются обильной и разнообразно рассеянной постмагматической минерализацией: грейзеновой, кварцевой, турмалиновой, хлоритовой, галенит-сфалеритовой и т. д.

С интрузивами поздних фаз полных вариантов интрузивных комплексов генетически связан сложный многостадийный рудный комплекс следующего состава (от ранних типов оруденения к поздним): 1) оловоносные грейзены; 2) касситерит-кварцевые жилы с вольфрамитом, молибденитом и другими минералами; 3) касситерит-турмалиновое и (или) касситерит-хлоритовое оруденение; 4) касситерит-сульфидное; 5) галенит-сфалеритовое оруденение с оловом.

В некоторых случаях (Мяо-Чан) рудный комплекс завершается наиболее низкотемпературными сурьмяно-ртутными рудопроявлениями. В состав рудного комплекса, связанного с существенно гранитным вариантом, входят лишь грейзены и касситерит-кварцевые жилы. Незавершенный вариант интрузивных серий безруден, хотя и сопровождается иногда сильной постмагматической турмалинизацией.

Следствием прямой генетической связи оловянного оруденения с гранитными интрузивами последних фаз являются широкое проявление горизонтальной и вертикальной пульсационной постмагматической зональности и локализация промышленного оруденения только в надынтрузивных зонах. С интрузивами ранних фаз оруденение находится лишь в пространственной и иногда структурной связи, а с послегранитовыми дайками и мелкими телами — в структурной и временной, но не генетической связи. Парагенетическая связь возможна с дайками и мелкими телами гранитного состава.

Раннепалеогеновый вулканизм. Интенсивные извержения, начавшиеся в верхнем мелу, продолжались и в палеогене, будучи в основном приурочены к зонам кальдерных опусканий и тектонических нарушений северо-западного, субмеридионального и широтного простираний. В результате сформировались своеобразные комплексы вулканогенных пород, пестрых по составу и характеру проявления. В начале палеогена (возможно, в дании — палеогене) трещинные извержения привели к образованию широких полей игнимбритов и туфов дацитового состава с незначительными потоками андезитовых лав, обычно завершающих их. Далее следуют мощные извержения пирокластических пород липаритового состава уже центрального типа извержения. Одновременно с ними в отдельных вулкано-тектонических грабенах и кальдерных депрессиях накапливались угленосные и осадочно-вулканогенные отложения (мощностью не более 300 *м*) с характерными «переходными» датско-палеоценовыми комплексами флор (тахобинским и тадушинским). Общая мощность вулканических пород раннепалеогенового комплекса колеблется от 1500 до 2000 *м*. Этот комплекс более широко проявлен в Южном и Среднем Сихотэ-Алине.

Раннепалеогеновый вулканогенный комплекс с резким угловым несогласием залегает на верхнемеловых отложениях и перекрывается эоценовыми андезито-базальтами и осадочно-вулканогенными образованиями с олигоценовой флорой (возновский флористический комплекс). Абсолютный возраст ряда проб дацитов и липаритов варьирует от 44 до 60 млн. лет, реже от 64 до 66 млн. лет, что, по мнению Н. И. Полевой, несомненно, соответствует палеогену.

Для раннепалеогенового комплекса характерны слабый диагенез, неупорядоченность полевых шпатов, примерно равное соотношение витрофировых разновидностей липаритовых лав и перлитов с туфами и игнимбритами липаритов.

По химизму они близки к средним типам липаритов и дацитов по Р. Дэли и характеризуются пересыщенностью глиноземом при незначительном содержании магнезии и несколько пониженным количеством щелочных алюмосиликатов. По сравнению с поздне-верхнемеловым комплексом раннепалеогеновые липариты и туфы отличаются меньшим количеством полевошпатовой извести и бóльшим содержанием железистого компонента. Среди суммы щелочей, остающейся почти равной таковой в поздне-верхнемеловом комплексе, калий заметно преобладает над натрием.

Выводы о геохимических особенностях вулканических пород раннепалеогенового комплекса в основном касаются кислых разновидностей ввиду малого количества проб из средних эффузивов. Постоянными рудными акцессорными элементами являются свинец, медь, марганец и ванадий (см. табл. II-21). Содержание свинца близко к кларковому, меди, марганца и ванадия — значительно ниже, чем в поздне-верхнемеловых вулканитах. К характерным акцессорным элементам-примесям липаритов этого комплекса относятся бериллий, иттрий, цирконий, галлий, стронций и барий. Превышающие кларк содержания фиксируются для бария, галлия, стронция.

Раннепалеогеновый вулканогенный комплекс является типичным представителем дацит-липаритовой («порфировой») формации. Ему соответствуют интрузивы верхнеудоминского комплекса.

Позднепалеогеновый вулканизм. Формирование позднепалеогенового вулканогенного комплекса началось с эоцена с излияния андезито-базальтовых лав и извержения туфов того же состава, а закончилось в олигоцене извержением большого количества вулканических и липаритовых брекчий, обсидианов, игнимбритов, туфов, туффитов и накоплением угленосных и туфогенно-осадочных фаций с олигоценовой флорой в отдельных тектонических депрессиях. Мощность вулканогенных образований этого комплекса не превышает 700 *м*, а на долю средних эффузивов приходится около 200 *м*. Среди последних преобладают андезито-базальты. Для них характерны коры выветривания монтмориллонитового состава. Возрастными аналогами их являются эоцен-олигоценовые андезито-базальтовые и базальтовые толщи сопредельных территорий — Корейского полуострова и Северо-Востока Китайской платформы. Позднепалеогеновому вулканизму свойствен центральный тип извержения с обильным количеством грубообломочных туфов и экструзий, закупоривших жерла вулканов.

В минералогическом отношении липариты и туфы этого комплекса близки таковым раннепалеогенового вулканогенного комплекса (см. табл. II-20). По химизму они, так же как верхнемеловые и раннепалеогеновые липариты, относятся к известково-щелочной серии пород типа Лассен-Пик. Они характеризуются пересыщенностью глиноземом при незначительном содержании магнезии. Несмотря на общее сходство минералогического и химического состава их с липаритами раннепалеогенового комплекса, намечаются и некоторые отличия, что наряду с геологическими факторами легло в основу выделения самостоя-

тельного позднепалеогенового вулканогенного комплекса. Породы этого комплекса отличаются большей щелочностью (за счет натрия), магнезиальностью и некоторым перевесом в содержании полевошпатовой извести (см. рис. II-22).

Позднепалеогеновый комплекс вулканических пород с геохимической стороны охарактеризован также неравномерно. Андезиты и туфы представлены всего 10 пробами (см. табл. II-21). Постоянными рудными акцессорными элементами липаритов и туфов являются свинец, медь, марганец (см. табл. II-21). Фоновое содержание свинца равно кларковому. Марганец в количестве, превышающем кларковое, фиксируется во всех пробах; присутствуют в большинстве проанализированных проб бериллий, цирконий, галлий и барий.

В отличие от раннепалеогенового комплекса, в липаритах позднего палеогена больше марганца и бария и меньше иттрия, циркония и стронция. Содержание свинца, меди, бериллия и галлия в них почти равное.

Охарактеризованный выше позднепалеогеновый вулканогенный комплекс относится к андезит-липаритовой формации.

С палеогеновыми вулканическими породами связаны месторождения золота типа вторичных кварцитов, теплоизоляционного (Богопольское перлитовое месторождение) и керамического (Гусевское месторождение) сырья.

Позднепалеогеновый интрузивный магматизм. Интрузивы прибрежного комплекса распространены преимущественно в Прибрежной вулканической зоне, но встречаются также в пределах Восточного прогиба. Они образуют цепочки субмеридионального простирания, трассирующие крупный глубинный разлом, большей частью скрытый под покровами различных эффузивов. Этот разлом примерно параллелен Центральному структурному шву и, возможно, сравним с последним по значению в формировании структуры Сихотэ-Алиня. Однако он был активизирован (или заложен), по-видимому, несколько позже.

Прибрежный интрузивный комплекс относится к последнему этапу послегеосинклинального (позднего) периода геологической истории региона. Это последние в регионе проявления интрузивного магматизма, после которых следуют лишь массовые излияния базальтовых и андезито-базальтовых лав. Прибрежный комплекс относится к габбро-гранодиорит-гранитному ряду вулкано-плутонических формаций [Кузнецов, 1964].

Размеры интрузивов чаще всего измеряются несколькими десятками квадратных километров, изредка достигая 150—200 *км*^{2}. Все они подчеркнуто гипабиссальные или приповерхностные, обычно тесно ассоциируют с раннепалеогеновыми эффузивами или с позднепалеогеновыми эффузивами (кузнецовская свита). Форма интрузивов (в плане) от неправильной или изометричной до удлиненной вдоль простирания интрузивных цепочек. Контакты всегда секущие по отношению к складчатым структурам, широко распространены и резко выражены фации приконтактовой закалки. Интрузивы большей частью многофазные. Последовательность внедрения следующая (от ранних фаз к поздним): 1) габбро (?); 2) кварцевые диориты, иногда отклоняющиеся в сторону кварцевых сиенито-диоритов; 3) гранодиориты, иногда отклоняющиеся в сторону граносиенитов; 4) лейкократовые биотитовые или арфведсонитовые граниты аляскитового состава. Есть интрузивы, в которых преобладают породы диорит-гранодиоритового состава, а есть состоящие только из гранитов. Серия завершается обильными и разнообразными послегранитовыми дайками и мелкими телами спессартитов, кварцевых и бескварцевых диоритовых и диабазовых порфиритов и диабазов.

Возраст комплекса определяется как позднепалеогеновый на том основании, что типичные для него интрузивы гранодиоритов и грани-

тов прорывают весь разрез раннепалеогеновых средних и кислых эффузивов (среднее течение р. Коппи, басейн р. Бо-Джаусы, среднее течение р. Тумнин и другие районы), а также андезито-базальты эоцен-олигоценовой кузнецовской свиты (бухта Гроссевичи, по Л. Б. Кривицкому, М. А. Фаворской и др.). Во многих местах интрузивы прибрежной серии перекрыты базальтами миоценовой кизинской свиты. Надежных данных абсолютного возраста нет.

Диагностические признаки пород следующие: специфическая лиловатая окраска, усиливающаяся в сторону гранодиоритов и гранитов; относительно кислый плагиоклаз в породах средней основности (не более № 40) и очень кислый — в гранитах; преобладание роговой обманки над биотитом в кварцевых диоритах и гранодиоритах; обогащение этих же пород калинатровым полевым шпатом, что иногда приближает их соответственно к кварцевым сиенито-диоритам и граносиенитам; широкое развитие поздне- и постмагматического эпидота во всех интрузивных породах; обилие в гранодиоритах и особенно в гранитах мелких миаролитовых пустот с кварцем, эпидотом, роговой обманкой; широкое развитие мелкозернистых гранитов, часто гранофировых и переходных к фельзитам; развитие в некоторых массивах собственно щелочных (арфведсонитовых) гранитов. Во всех породах серии, кроме части гранитов, натрий преобладает над калием; при этом общее содержание щелочей выше, чем во всех других более ранних интрузивных сериях региона (табл. II-18, рис. II-23).

Интрузивы прибрежного комплекса сопровождаются своеобразным (не похожим на другие) комплексом постмагматической минерализации, в составе которой ведущая роль принадлежит эпидоту, а из рудных минералов — сфалериту, галениту, молибдениту, возможно, также минералам меди и серебра. В гранитах развиты кварц-мусковитовые грейзены с молибденитом, гематитом, эпидотом. Несмотря на то, что существенных рудных концентраций в связи с этой серией пока не известно, перспективы их обнаружения в будущем представляются значительными.

Миоценовый вулканизм. Эффузивные породы миоценового возраста, объединяемые в кизинскую свиту, широко распространены в Среднем и Северном Сихотэ-Алине, образуя субмеридиональную вулканическую цепь, протягивающуюся вдоль побережья Татарского пролива от Охотского моря до 46 параллели. В разрезе вулканогенной толщи преобладают лавовые покровы базальтов, андезито-базальтов и андезитов с мощностью отдельных потоков 8—10, редко 15 *м*. Подчиненное положение занимают грубопирокластические разности типа агломератов, а также экструзивные и субвулканические тела дацитов и диоритовых порфиритов. Максимальная мощность вулканитов 700—1000 *м*. Менее значительное распространение имеют миоценовые вулканические породы на Западном Сихотэ-Алине, Приамурье и в восточной части Среднеамурской впадины. В пределах Восточного Сихотэ-Алиня эффузивные породы кизинской свиты залегают на осадочных и вулканических породах мелового возраста, гранитах палеогена и позднего мела, а также на палеогеновых основных и кислых эффузивах. Время формирования кизинской свиты, определенное по флоре, фауне и пресноводным диатомовым водорослям, приходится на ранний — средний миоцен, абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом, отвечает интервалу 5—7 млн. лет и также соответствует миоцену.

Характер вулканической деятельности и распределения масс вулканических пород миоценового возраста изменяются с удалением в глубь континента. Вдоль побережья Татарского пролива располагаются многочисленные эродированные вулканические аппараты, жерловые фации и фации склонов вулканических построек, которые представлены агломератовыми и грубопирокластическими породами, пере-

слаивающимися с лавовыми потоками базальтов и андезито-базальтов. Эксплозивный индекс, рассчитанный для этих эродированных вулканов, равен 50—60.

Следовательно, можно полагать, что преобладающим типом миоценового вулканизма в этой зоне был стромболианский. С удалением

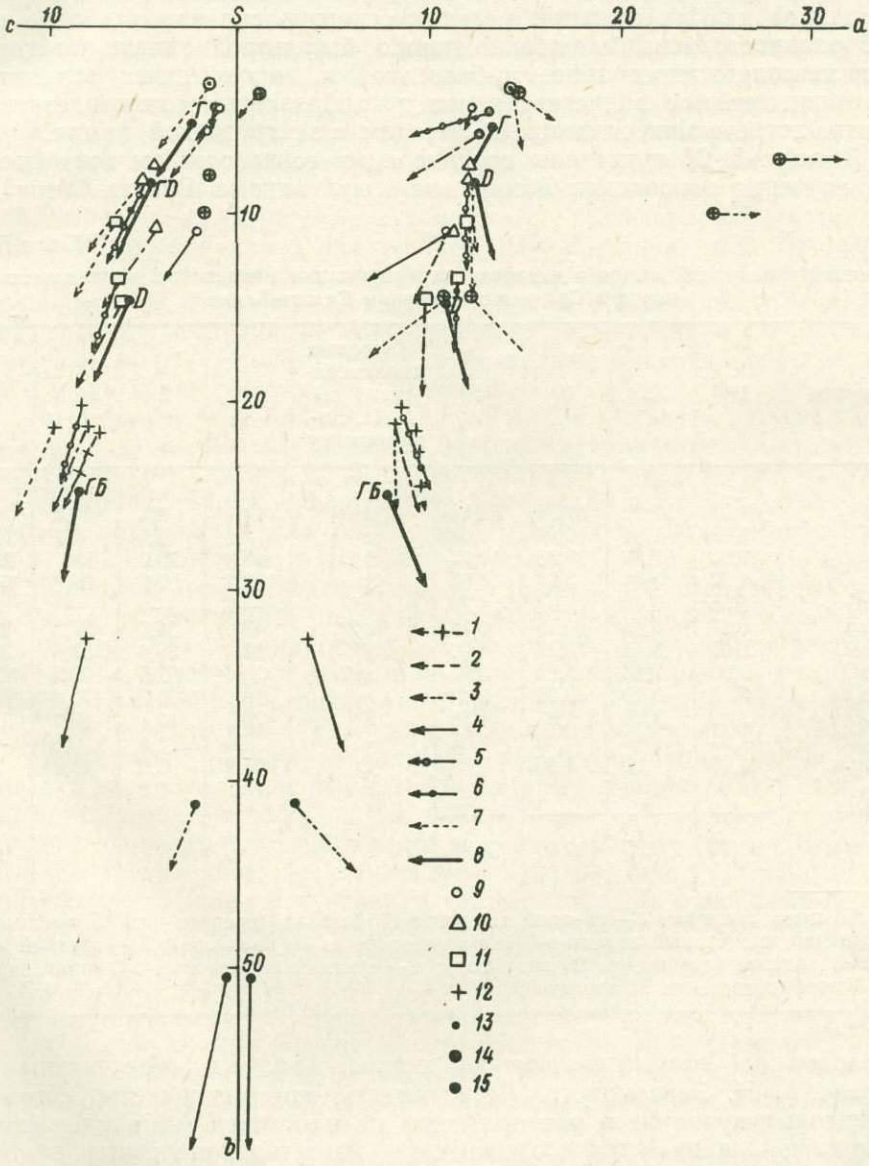


Рис. II-23. Сводная петрохимическая диаграмма пород интрузивных комплексов Сихотэ-Алинской складчатой системы.

Комплексы: *1* — сергеевский, *2* — седанкинский, *3* — кокшаровский, *4* — хунгарийский; *5* — нижнеамурский; *6* — бачелазский (мяо-чанский) и верхнеудоминский, *7* — прибрежный; *8* — типы пород по Р. Дэли: *9* — граниты; *10* — гранодиориты; *11* — диориты; *12* — габбро; *13* — пироксениты; *14* — щелочные граниты; *15* — нефелиновые сиениты.

в глубь материка количество пирокластических разностей резко убывает, вулканизм становится существенно лавовым, разрез в целом имеет структуру «поток на потоке», эксплозивный индекс снижается до 10—20. В этой зоне преобладающим типом миоценового вулканизма является исландский и гавайский. Это изменение характера вулканиз-

ма имеет некоторое стратиграфическое значение, позволяя выделить на отдельных участках поля распространения миоценовых эффузивов две подсвиты: нижнюю существенно пирокластическую и верхнюю существенно лавовую.

Минералогические и петрографические особенности верхней и нижней частей разреза миоценовых вулканитов свидетельствуют о довольно сильной дифференциации магматического расплава. Наиболее широко распространены лавы оливиновых базальтов, оливин-авгитовых гиперстенсодержащих андезито-базальтов и пироксеновых андезитов; резко подчиненное значение имеют трахибазальты, трахиандезиты и дациты, встречающиеся главным образом в экструзивной фации.

В табл. II-22 приведены средние химические составы этих пород. *Для изучения петрохимии миоценового вулканизма Сихотэ-Алиня ис-*

Таблица II-22

Средний химический состав и числовая характеристика миоценовых вулканических пород в Среднем и Северном Сихотэ-Алине

Окислы	1*	2	3	4	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4
SiO_2	48,93	52,92	57,71	53,18	*a*	14,1	9,2	10,8	9,8
TiO_2	1,42	1,04	0,79	1,08	*c*	4,4	2,8	1,7	2,7
Al_2O_3	17,90	17,50	17,93	17,77	*b*	47,8	25,5	18,1	23,4
Fe_2O_3	4,22	3,81	3,98	4,03	*s*	33,7	62,5	69,3	64,1
FeO	5,56	5,40	3,14	4,70	*a'*	—	—	—	—
MnO	0,17	0,15	0,15	0,16	*c'*	43,6	34,1	37,9	35,4
MgO	6,00	5,65	3,34	4,99	*f'*	32,8	39,0	32,6	37,7
CaO	7,96	7,88	5,56	3,28	*m'*	23,6	27,5	29,5	26,9
Na_2O	3,15	3,19	3,52	3,28	*n*	76,1	78,7	73,6	76,8
K_2O	1,52	1,25	1,93	1,56	*t*	26,0	13,1	19,7	32,1
H_2O^+	1,24	0,86	1,06	1,05	φ	5,6	1,4	0,6	1,6
П.п.п.	1,69	1,00	1,46	1,38	*Q*	65,2	3,8	15,4	5,9
					a/c	3,2	3,3	6,3	3,6
Сумма	99,76	100,65	100,60	96,46					

* Номер анализа: 1 — средний миоценовый базальт (среднее из 15 анализов); 2 — средний миоценовый андезито-базальт (среднее из 30 анализов); 3 — средний миоценовый андезит (среднее из 26 анализов); 4 — средний миоценовый вулканит из Сихотэ-Алиня (среднее из 71 анализа).

пользовали 71 полный силикатный анализ. Анализы пересчитаны по системе А. Н. Заварицкого. Легко видеть, что большинство составов миоценовых вулканитов располагается на плоскости АВ вправо от вариационной линии Этны и относится к известково-щелочным («тихоокеанским») породам, сопоставляющимся с ассоциацией Йеллоустонского парка и Гавайских островов (по Бурри — Заварицкому). Фигуративные точки составов группируются около средних типов центрального базальта, толеитового базальта и андезита (по С. Р. Ноккольдсу). Натрий в рассматриваемых породах отчетливо преобладает над калием, в темноцветных минералах соотношение железа и магния существенно равное. Повышенная щелочность и высокоглиноземистые разности появляются при увеличении содержания кремнекислоты. Предварительные данные по геохимической специализации миоценовых эффузивов устанавливаются для базальтов и андезито-базальтов на основе 46 спектральных анализов. Из рассмотрения этих данных

видно, что они существенно не отличаются от таковых в типичных тихоокеанских ассоциациях базальт — андезит — дацит — риолит, однако наблюдается увеличение роли «салитовых» редких элементов (Sr, Ga, Be). Приведенные выше материалы позволяют отнести миоценовый вулканизм Сихотэ-Алиня к андезито-базальтовой субформации из группы андезитовых магматических формаций складчатых областей.

Четвертичный вулканизм. Мощное проявление вулканической деятельности в уже консолидированной Сихотэ-Алинской складчатой области приурочено к плиоцен-плейстоцену. Среди вулканических пород этого возраста выделяются две магматические формации: толеит-базальтовая и щелочно-базальтоидная. В толеит-базальтовую магматическую формацию обособлены обширные плато общей площадью около 30 000 *км*^{2}, сложенные базальтовыми лавами. В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса это — Совгаванское, Самаргинское и Бикинское плато. На Южном Сихотэ-Алине сюда следует отнести два значительных по площади лавовых плато — Шкотовское и Шуфанское. В Западном Сихотэ-Алине и в обрамлении Среднеамурской впадины выделяются Мухеньское, Маноминское и Оборское базальтовые плато. Аналогичные платобазальты закартированы в хребтах *Хинган (близ г. Облучья) и Баджал.*

На Восточном и Западном Сихотэ-Алине базальты изливались из невысоких (100—200 *м*) щитовых лавовых вулканов исландского типа с *поперечником кратера до 2 км, которые были «насажены» на линейные* магмоподводящие трещины. Вулканическая активность гавайского типа предполагается для более значительных по размерам щитовых вулканов Шкотовского и Шуфанского плато. Следует подчеркнуть характерное для этой магматической формации господство лавового вулканизма с минимальным значением эксплозивного индекса и почти полным отсутствием пирокластических разностей. Завершая в тектоническом плане верхний структурный этаж Сихотэ-Алинской складчатой области, плиоцен-плейстоценовые толеитовые базальты часто приурочиваются к межгорным впадинам, заложенным в эоцене и миоцене.

Миоценовый рельеф оказал существенное влияние на мощность базальтовых потоков (200—400 *м*), которая увеличивалась при «затоплении» отрицательных форм послемиоценового рельефа. Обычно отдельные лавовые потоки имеют мощность 3—10, редко 20 *м*. Их строение трехчленное: 1) стекловатая зона закалки; 2) зона крупнопористых лав и шлаков — верхняя часть потока; 3) массивный базальт или долерит — центральная часть потока. Иногда обособляется также нижняя зона пористых лав и нижняя зона закалки.

Во многих покровах наблюдаются «сегрегационные жилы» и «пористые цилиндры Дю Тойта». Наиболее распространенными петрографическими типами четвертичных толеитовых пород являются оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты с толеитовой структурой, пироксен-плагиоклазовые андезито-базальты и долериты с офитовой и пойкилоофитовой структурой.

Минералогический состав характеризуется субфенокристаллами *оливина хризолитового состава* $Fa_{15-30}Fo_{85-100}$, *микролитами авгита* состава $Wo_{30}En_{15}Fs_{55}$, лабрадор-битовнита состава An_{62-71}, зернами титаномагнетита, маггелита и участками ожелезненного вулканического стекла, обособленного между кристаллами плагиоклаза и авгита. При существенном единообразии составов петрография и минералогия базальтоидов разных лавовых плато обнаруживает значительные вариации. В базальтах Самаргинского и отчасти Шуффанского плато количество микровкрапленников оливина резко уменьшается, появляются высокоглиноземистые разности, пироксен представлен только титан-авгитом. В составе лавовой толщи Шкотовского плато увеличивается количество андезитов.

В общем можно заключить, что незначительная кристаллизационная дифференциация первичного толеитового расплава привела к образованию непорфирового ряда: оливиновый базальт — пироксеновый базальт — пироксен — плагиоклазовый андезито-базальт (или андезит). Малый масштаб дифференциации (по сути эффузивная стадия кристаллизации) объясняется, очевидно, быстрым подъемом базальтовой магмы из глубинного очага. Во многих лавовых потоках отмечается высокая газонасыщенность расплава, что привело к образованию мощных крупнопористых и шлаковых зон; повышенное количество летучих сказалось также на образовании «сегрегационных жил» и «пористых цилиндров».

Петрохимические выводы основываются на 55 силикатных анализах. Анализ этих данных показывает отсутствие повышенной щелочности и близость к составу среднего толеитового базальта С. Р. Нокольдса, слабую пересыщенность кремнекислотой и резкое преобладание натрия над калием. В базальтах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса такие особенности, как пониженная основность, отсутствие гиперстена в модальном составе, повышенное количество MgO, FeO, CaO, свидетельствуют о «первичности» этих толеитов, отсутствии ассимиляции сиалического материала и вероятном происхождении из более глубинных магматических очагов. Геохимические особенности этих пород установлены по 60 спектральным анализам. Полученные данные весьма близки к приводимым для типичных толеитовых базальтов из других регионов. Отмечается повышенное содержание Sr, Ga.

Типичными образованиями плиоцен-плейстоценовой щелочно-базальтоидной магматической формации, локализующейся в пределах Западного Сихотэ-Алиня, являются небольшие лавовые поля оливиновых базальтов в бассейнах рек Иман, Хор, Татибе и разрозненные малые по площади экструзии, силлы, дайки и трубки взрыва, сложенные весьма специфическими разностями щелочных базальтоидов. Последние образуют субмеридиональную полосу в пределах Даубихинского прогиба, концентрируясь в основном на двух участках: Лесозаводск — Свиягино и Артемо-Угловская котловина.

Щелочные базальтоиды представляют собой темные плотные породы массивной, брекчиевой или пористой структуры, почти всегда сильно измененные с образованием минералов нонтронит-монтмориллонитовой группы. По минералогическому и химическому составу среди них выделяются: а) на участке Лесозаводск — Свиягино лимбургиты, пикриты, анкаратриты и лейцитовые анкаратриты, нефелиновые базальты, трахидолериты и эссексит-долериты [Гапеева, 1954]; б) в Артемо-Угловской котловине фергуситы, щелочные долериты и габбро-монцониты. Характерной особенностью щелочных базальтоидов Приморья, а также их существенным отличием от толеитовых платобазальтов является наличие обильных ксенокристаллов и ксенолитов железо-магнезиальных силикатов (оливина, пироксена и шпинели).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЗМА ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ ТПП

К внешней зоне ТПП охватывающей, согласно С. С. Смирнову (1946), область мезозоид континентального блока Азии, относятся по современным схемам тектонического районирования Яно-Колымская складчатая система, Чукотская складчатая система, Монголо-Охотская складчатая область и Сихотэ-Алинская складчатая система [Геологическое строение..., 1966]. Структурой, отграничивающей внешнюю зону от внутренней, принята западная граница Промежуточного блока, разделяющая область океанической коры Тихого океана и материковую область мезозоид Азии с корой континентального типа [Ициксон, 1964].

*Эта граница фиксируется четкой гравитационной ступенью, а на по*верхности — окраинно-материковым Восточно-Азиатским вулканогенным поясом.

Магматизм отдельных геотектонических элементов, слагающих внешнюю зону ТПП, рассмотрен в соответствующих региональных очерках. Ниже делается попытка подвести некоторые общие итоги и наметить наиболее характерные элементы эволюции магматизма во времени и пространстве для всей внешней зоны в общем виде.

Эволюция магматизма. Начальные и ранние собственно геосинклинальные стадии развития складчатых областей внешней зоны ТПП *протекали в течение длительного геологического времени. Это время* датируется различно для разных частей зоны и обнаруживает тенденцию к более позднему завершению в направлении с запада на восток. Так, в *Монголо-Охотской области начальные и ранние стадии* развития охватывают время от среднего палеозоя до конца палеозоя или середины триаса, в Верхояно-Колымской и Чукотской — от позднего палеозоя до поздней юры или границы юры и мела, в Сихотэ-Алинской — от начала верхнего палеозоя (местами от среднего девона) до начала позднего мела. В течение этого длительного геологического времени в плавно погружавшихся интрагеосинклинальных прогибах происходило осадконакопление, местами нарушавшееся излияниями лав подводной спилит-диабазовой формации и межпластовыми внедрениями диабазов.

Начальный магматизм в целом имеет локальное и эпизодическое развитие. Как правило, отсутствуют ультрабазиты и иные образования офиолитовой формации. Вместо них распространены, и то в ослабленной *форме, андезитовые порфириты, габбро и габбро-диабазы, в об*щем синхронные трапповой формации Сибирской платформы (пермь, триас Яно-Колымской и пермь Сихотэ-Алинской геосинклинали). *Частично эти образования формировались в наземных условиях.* Несколько выделяется Чукотская геосинклинальная система с отчетливыми признаками проявления офиолитовой формации.

В период инверсии и в послеинверсионные стадии развития, также протекавшие асинхронно в различных частях внешней зоны, устойчивое погружение в геосинклинальных трогах сменилось дифференцированными и контрастными тектоническими движениями при общей тенденции к воздыманию и резкому возрастанию магматической активности. Последняя особенно интенсивно проявляется в конце этого революционного этапа в связи с позднеинверсионным и (или) иногда послеинверсионными стадиями. В эти стадии особенно активизировались региональные глубинные разломы и системы ослабленных швов вдоль ограничений срединных массивов, центральных поднятий и иных консолидированных воздымавшихся блоков. Именно эти разломы и являлись главными магмопроводящими и магмоконтролирующими структурами рассматриваемой стадии развития складчатых систем внешней зоны.

В целом для поздне- и постинверсионных стадий характерны главным образом интрузивный магматизм кислого и отчасти среднего состава. Исключение составляют Сихотэ-Алинская и Чукотская складчатые области, где в начале инверсионной стадии произошли наземные излияния основных, средних, частью кислых магм. В Яно-Колымской складчатой системе интрузиям гранитоидов предшествовало внедрение дайковых серий и малых интрузий диоритового, а в меньшей мере гранодиоритового, частью габбро-диоритового состава и вулканогенных формаций преимущественно андезито-дацитового состава. С этими магматическими породами пространственно ассоциирует значительная часть золоторудных месторождений Северо-Востока СССР.

В Сихотэ-Алинской складчатой области гранитным батолитам в некоторых особых структурах, связанных с ранней консолидацией, предшествовали интрузии гипербазитов или ультраосновных щелочных пород. Э. П. Изох (1965) считает появление гипербазитов и габбро, предшествующих количественно господствующим гранитоидам (высокоглиноземистым гранитам), закономерной и типичной особенностью завершающих стадий собственно геосинклинального развития. Он выделяет особый гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд, широко проявленный в ряде районов Востока Азии, а также других петрографических провинциях.

Вдоль активизированных региональных глубинных разломов и систем швов ограничений срединных массивов и поднятий (Колымского массива, Буреинского, Центрально-Сихотэ-Алинского поднятия, вдоль сложных ограничений древних блоков в Монголо-Охотской складчатой области) происходило формирование протяженных цепей гранитных батолитов (колымских, центрально-сихотэ-алинских и др.). С ними во многих районах связывается образование месторождений олова, вольфрама и других редких металлов.

Общая направленность магматического процесса в позднеинверсионную стадию развития мезозоид выражается в постепенном раскислении магмы в направлении от более ранних к поздним ее продуктам. Первоначально внедрялись средние и отчасти основные магмы, а эпизодически также ультраосновные и ультраосновно-щелочные, а затем следовала главная фаза магматической деятельности, представленная батолитами гранитов и, что особенно типично, калиевых гранитов повышенной кислотности. Возрастающая консолидация, связанная с развитием поздних стадий развития складчатых областей мезозоид, характеризуется все большей дифференциацией тектонических движений, приводящей к блоковому строению. Границы между блоками отмечены линейными цепочками гипабиссальных интрузий, или центров вулканизма, косо секущих складчатую структуру или поперечных по отношению к ней (Нельгехе-Дербекинская, Балыгичан-Сугойская, Арму-Иманская и другие цепочки или зоны).

В зависимости от своего положения в тектонических структурах намечаются две группы (ассоциации) пород, различающихся составом и металлогенической специализацией.

Интрузивы первой группы распространены в прогибах центральных частей складчатых областей. Они представляют собой дифференцированные серии многофазных гипабиссальных интрузий меняющегося состава от диоритов, кварцевых монцонитов, гранодиоритов до гранитов. С кислыми дифференциатами этих серий связаны оловорудные месторождения малосульфидно-силикатной и силикатно-сульфидной формаций крупного промышленного значения. Сюда относятся, например, бачелазский (арму-иманский) комплекс в Сихотэ-Алине, мяо-чанский в Приамурье, харалгинский (кукульбейский) в Забайкалье и др.

Интрузивы второй группы сформировались в бортовых частях складчатых областей и в пределах срединных массивов. Они синхроны интрузивам первой группы, но представлены менее дифференцированными комплексами. Состав их колеблется от диоритовых порфиритов (диоритов) до плагиогранитов. По форме они являются малыми интрузиями, образующими рои даек, дайковые поля и штоки, а также экструзивы. Металлогеническая специализация этой группы комплексов — золото, молибден, полиметаллические руды, местами — золото, ртуть, сурьма. Например, октябрьско-иораханский комплекс в Приамурье, сретенский в Восточном Забайкалье. На флангах интрузивных цепочек второй группы, наиболее удаленных от складчатой области и глубоко вдающихся в ее раму или в глубь срединного массива (например, Буреинского), проявляются, наряду с дайками и штоками сред-

него состава, также дайковые комплексы субщелочных пород — грорудитов, сёльвсбергитов и других, с которыми ассоциируют проявления редкометальной минерализации.

В конце позднего мезозоя, а в Забайкалье еще ранее, после полной консолидации складчатых систем мезозоид, а частью одновременно с ней, обширные территории Азиатского материка, примыкающие к Тихому океану, но выходящие далеко за пределы ТПП, подверглись интенсивной тектоно-магматической активизации. Эти процессы активизации, несомненно имевшие глубинный характер, сопровождавшиеся существенной перестройкой земной коры, характеризуются присущим им специфическим магматизмом.

Общие особенности магматических процессов. Как уже указывалось, становление и дальнейшее развитие складчатых областей мезозоид внешней зоны ТПП происходило на мощной сиалической коре континентального типа. Это обусловило ряд особенностей, побудивших выделить их в особый восточноазиатский тип [Ициксон, 1964]. С точки зрения магматизма это сказывалось в относительно слабом проявлении офиолитовых формаций и, в частности, скудном проявлении ультрабазитового и в известной степени и базитового магматизма. Несколько утрируя, можно сказать, что внешняя зона ТПП — это область проявления гранитоидных плутонических ассоциаций и андезито-липаритовых вулканических ассоциаций.

Другой наиболее важной общей чертой магматизм внешней зоны ТПП является в первую очередь то, что формирование интрузивов происходило в позднеинверсионные и постинверсионные стадии, а также в стадию активизации разнородных структурных элементов. В такой геотектонической обстановке становление и локализация интрузий происходили в консолидированных жестких структурах в условиях растяжения и раскрытия разломов различной глубинности. Вызванная этим высокая проницаемость среды позволяла магме достигать высоких уровней коры и кристаллизоваться на умеренных глубинах, а иногда достигать поверхности, образуя экструзии и излияния. Отсюда вытекают следующие характерные особенности магматизма мезозоид Восточно-Азиатской провинции: 1) малая глубинность магматических процессов; 2) магматические образования при своем внедрении, независимо от размера, выполняли более или менее открытые или неоднократно приоткрывавшиеся, тектонически подготовленные, полости повышенной проницаемости; 3) интрузии переплетаются в пространстве и времени с экструзиями и наземными вулканогенными образованиями, нередко давая тесно связанные магматические интрузивно-вулканические ряды.

Физико-химические особенности становления интрузии на малых глубинах путем заполнения более или менее открытых полостей в условиях резкого падения давления предопределили еще две важные черты мезозойского магматизма: 1) незначительную роль ассимиляции приконтактовых вмещающих пород и малое значение процессов гибридизма на уровнях, доступных наблюдению в современном эрозионном срезе. Подобные явления, по-видимому, играли важную роль в более глубоких зонах коры, отвечающих области очагов формирования магм и ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой или более глубинных фаций метаморфизма; 2) эпизодическое проявление пегматитового процесса, в общем более слабое, нежели в иных магматических провинциях близкой петрохимической и металлогенической направленности.

Металлогеническая специализация магматических комплексов внешней зоны имеет четко выраженный халькофильно-литофильный профиль и характеризуется концентрациями Sn, Au, W и в более скромной мере Pb, Zn, Ag, Mo, F, Ta, Nb, Hg, Sb.

Петрохимическая эволюция магматического вещества. К настоящему времени накоплен очень большой материал по результатам химических анализов магматических пород из различных частей внешней зоны ТПП. Для отдельных регионов изданы сборники химических анализов пород [Сборник химических анализов..., 1964].

Однако геологический и статистический анализ этого материала с учетом распределения отдельных типов пород в пространстве и времени, а также работа по выводу средних содержаний элементов для различных петрохимических типов и различных складчатых систем все еще не проведены. Поэтому пока можно сделать лишь предварительные качественные заключения, отражающие только самые общие тенденции петрохимической эволюции магматизма складчатых систем внешней зоны ТПП.

Данные по петрохимии и геохимии магматических пород геосинклинальной стадии развития внешней зоны очень неполные и разрозненные. Для Чукотской области характерно трехкратное повторение магматических серий существенно основного состава (породы спилит-диабазовой формации — габброиды). Яно-Колымская и Монголо-Охотская геосинклинальные области характеризуются главным образом вулканогенным магматизмом среднего и основного состава, но аналитических данных почти нет. Для Сихотэ-Алиня типичны, кроме того, щелочные и субщелочные базальтоиды и габброиды. Характерной чертой всех магматических пород геосинклинальной стадии является резкое преобладание натрия над калием, пониженное или близкое к среднему по Р. Дэли для этих пород содержание кремнезема и щелочей. Для Сихотэ-Алиня характерны резкие колебания глиноземистости от пород одной фазы к другой: то выше, то ниже средних. Чукотские габброиды ранних фаз отличаются несколько пониженным содержанием Al_2O_3, а более поздних — нормальным.

Магматизм инверсионной и позднеинверсионной стадии внешней зоны сравнительно со средними типами по Р. Дэли, как правило, отличается более высоким содержанием Al_2O_3. Исключение составляет Чукотская складчатая область, породы которой обладают нормальной глиноземистостью.

Зачительно пониженным против среднего содержанием глинозема отличаются ультраосновные породы восточной части Монголо-Охотской складчатой области.

Содержание элементов-примесей известно лишь для интрузивных пород; при этом для всех этих пород инверсионной стадии в повышенных количествах отмечены: Cr, Co, Ni, Ba, Pb. Ранне- и позднеинверсионные интрузивные породы обладают общими геохимическими признаками, но отдельные регионы отличаются некоторым геохимическим своеобразием, характеризующим свою инверсионную стадию. Так ранне- и позднеинверсионные породы Яно-Колымской области обладают повышенным против кларка содержанием Ba, Bi, Ta, Nb. Для восточной части Монголо-Охотской области отмечается повышенное содержание V, Cu, Ag, Zn, Mo, для Сихотэ-Алиня — Y, Zr, для Чукотской области — Cr, Co, Ni, Sn, N, Hg, Bi.

Своеобразие геотектонической обстановки постинверсионной стадии, когда формирование магматических пород происходило в жесткой среде, разбитой на блоки сетью разломов глубокого заложения, определяет и многие особенности магматизма: гипабиссальность интрузий, формирование комагматичных интрузивно-вулканогенных образований, многофазность, завершение серии щелочными, субщелочными или лейкократовыми гранитами.

По отдельным петрохимическим признакам между регионами можно проследить некоторые общие закономерности в характере изменений от ранних к поздним образованиям.

По содержанию кремнекислоты все регионы характеризуются либо повышенными, либо средними значениями. Несколько пониженное, сравнительно со средними, содержание SiO_2 для габбро, диоритов и монцонитов начальных фаз в Монголо-Охотской складчатой области.

Содержание глинозема в породах Сихотэ-Алиня и Восточного Забайкалья одинаково выше среднего для всей серии, за исключением пород последних фаз (лейкократовые и субщелочные граниты), в которых отмечается пониженное содержание глинозема. Низкой глиноземистостью обладают щелочные граниты Чукотской области. Если для пород всей постинверсионной серии Сихотэ-Алиня и Восточного Забайкалья отмечается устойчиво повышенное содержание глинозема, то для Юго-Западного Забайкалья и восточной части Монголо-Охотской области отмечаются резкие колебания от одной фазы к другой, при этом наиболее высокое относительное содержание глинозема приходится на гранодиориты.

Содержание суммы щелочей для пород всех регионов близко к средним значениям и только ранний вулканогенный комплекс Чукотки (андезито-дациты, андезито-базальты), а также щелочные гранитоиды заключительных фаз всех регионов показывают резко повышенное содержание щелочей.

ГЛАВА III

ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

ВВЕДЕНИЕ

Характерной особенностью геологического развития континентального блока северо-западной части ТПП преимущественно в позднем мезозое, а также отчасти в кайнозое является широкое и интенсивное проявление вулканической деятельности.

Вулканогенные пояса, цепи и вулканические поля образуют линейные зоны, положение которых в пространстве четко контролируется глубинными разломами. Наиболее крупной структурой этого рода является Восточно-Азиатский вулканогенный пояс планетарного масштаба, прослеживающийся вдоль Тихоокеанской окраины Азиатского материка от Чукотки до Анамских гор (Устиев, 1959, 1964; Ициксон и Красный, 1959, 1962 и др.). Северный фланг этого пояса, являющийся предметом рассмотрения в данном разделе монографии (Охотско-Чукотское и Сихотэ-Алинское его звенья или вулканогены), целиком располагается в пределах территории СССР.

Кроме окраинно-материкового Восточно-Азиатского вулканогенного пояса в пределах Тихоокеанской окраины СССР широко развиты внутриконтинентальные вулканогенные цепи и системы более мелкого, регионального масштаба. Они локализуются в пределах материка, располагаясь в пределах консолидированных областей мезозоид в удалении от окраинных морей Востока Азии. Сообразно этому приводимое ниже описание построено в следующем порядке. Первоначально охарактеризован собственно Восточно-Азиатский пояс в последовательности от Сихотэ-Алинского звена (вулканогена) к Охотско-Чукотскому, а затем внутриконтинентальные вулканогенные цепи.

В заключении рассмотрены некоторые общие выводы, касающиеся закономерностей размещения вулканогенных образований в пределах северо-западной части ТПП.

Ниже дана таксономическая схема (табл. III-1) соподчиненных обозначений (терминологии) главнейших вулкано-тектонических структур различного ранга, принятая в данном разделе монографии, составленная М. И. Ициксоном, С. Г. Котляром и Г. П. Смирновой.

ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ВУЛКАНОГЕН

Изучением структурного положения и состава вулканических пород, развитых на восточном склоне Сихотэ-Алиня, по побережью Японского моря, занимались многочисленные исследователи (С. П. Соловьев, 1947; И. И. Берсенев, 1956; Г. М. Власов, 1956—1966; М. А. Фаворская, 1956, 1966; Е. В. Быковская, 1956, 1962, 1966; С. А. Салун, 1957; В. А. Баскина, 1965 и другие). Однако не сразу исследователи пришли

Таблица III-1

Схема соподчинения вулкано-тектонических структур

Положение вулканических структур относительно впадины океана			Размерность
Окраинно-океанические	Окраинно-материковые	Внутриконтинентальные	Планетарные структуры
Вулканогенный пояс			
Вулканическая дуга	Вулканоген (звено пояса)	Вулканогенная цепь	Региональные структуры и системы закономерно связанных „элементарных" структур
Вулканогенная система (совокупность вулканогенных зон и полей, контролируемых общей системой магмоконтролирующих разломов)			
Вулканогенная зона. Сплошная или прерывистая полоса развития вулканогенных пород, образованных группой излияний трещинного типа, либо цепочкой аппаратов центрального типа, контролируемых одной общей разрывной структурой			„Элементарные" структуры
Вулканогенное поле (вскрытая эрозионным срезом локальная площадь распространения вулканогенных пород, принадлежащих к единой вулкано-тектонической структуре)			

к общепризнанному теперь мнению о правомерности выделения вулканогенов в виде самостоятельных структурных единиц. Впервые в самостоятельную зону, именуемую Прибрежной зоной Тетюхинского прогиба, были выделены эти вулканические породы Н. А. Беляевским в 1951 г. в схеме тектонического районирования Сихотэ-Алиня.

Несколько позднее, в 1955 г., М. И. Ициксон разделил ее на две зоны, Совгаванскую и Ольгинскую, мотивируя такой вывод различной интенсивностью проявлений неогенового и четвертичного вулканизма и специфическими особенностями металлогении этих зон.

Вслед за ним, в 1962 г., Е. В. Быковская на обширном фактическом материале подтвердила необходимость выделения Прибрежной полосы развития вулканических пород Сихотэ-Алиня в самостоятельную структурную зону, именуемую Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген длиной около 1500 *км* протягивается вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива, от бухты Находка на юго-западе, до устья р. Амура на севере. Ширина вулканогена в континентальной части варьирует от 25—30 до 100 *км*. По данным аэромагнитных исследований в Ольгинском районе и на акватории Татарского пролива достаточно уверенно устанавливается восточная граница вулканогена, скрытая под водами Японского моря на расстоянии первых десятков километров от современной береговой линии.

Описываемый вулканоген представляет собой наложенную линейно вытянутую структуру на границе областей мезозойской и кайнозойской складчатости и связанную с глубинным краевым разломом северо-восточного простирания. В южной части он, по-видимому, соприкасался с древней сушей, позднее скрытой под водами Японского моря [Беляевский, 1956]. В ранней стадии формирования вулканогена существенную роль играли продольные разломы, параллельные его простиранию и совпадающие с направлением глубинного разлома — Восточно-Сихотэ-Алинского структурного шва.

В поздние стадии развития вулканогена на первый план выступают более глубокие разломы широтного и северо-западного направления, поперечные к простиранию вулканогена и складчатого основания. Вулканические постройки и гипабиссальные и близповерхностные интрузии приурочены в большинстве своем к пересечению разломов.

Результаты геофизических исследований * подтверждают существование глубинного разлома и приуроченность к нему вулканических полей. Наиболее отчетливо Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген отражается в магнитном поле. Резко дифференцированное аномальное магнитное поле в северной части вулканогена, представленное чередующимися отрицательными и положительными магнитными аномалиями, в основном совпадает с площадью распространения средних и основных эффузивов и туфов вулканогена на суше и на значительной части акватории Татарского пролива.

В южной части вулканогена (к югу от 45° с. ш.) отмечаются слабо отрицательные значения поля ΔT, отражающие распределение полей кислых вулканических пород. На всем протяжении вулканогена отмечается согласное с ним расположение локальных положительных аномалий ΔT (более интенсивных и составляющих цепочки значительной протяженности в северной части). На юге они тяготеют к береговой территории вулканогена и к прибрежной части акватории Японского моря и, вероятно, связаны с интрузиями, вулканическими постройками и экструзиями среднего состава.

Характерной особенностью гравитационного поля в области вулканогена (в южной части) является наличие гравитационной ступени, которая подтверждается четко выраженным высоким градиентом силы тяжести в области перехода от континентальной части вулканогена и прибрежной части акватории Японского моря к глубоководной впадине и отражает скачкообразное изменение мощности земной коры (от 35 до 10—15 *км*) по глубинному разлому.

Примерно к северу от 48° с. ш. наблюдается уменьшение градиента силы тяжести (затухание гравитационной ступени) и намечается как бы раздвоение ее на Сихотэ-Алинскую и Сахалинскую части.

Таким образом, по положению гравитационной ступени, распределение локальных аномалий магнитного поля и другим признакам намечается положение основного глубинного разлома, сыгравшего главную роль в формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена.

Геологическую историю Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, видимо, нужно начинать со времени окончания формирования складчатого фундамента, на котором развивался вулканоген, и именно с середины верхнего мела. Возникновение его вызвано процессами активизации Сихотэ-Алинской складчатой области или, возможно, явлениями планетарного характера, а положение обусловлено глубинным разломом на стыке этой области с зарождающейся к востоку от нее молодой геосинклинальной системой (Охотско-Ниппонской). От терригенно-морских отложений низов верхнего мела (нижнего сенона) и более древних осадочных толщ от карбона до мела, составляющих вме-

* Характеристика и истолкование геофизических полей сделаны Н. М. Сытиной.

сте довулканогенный цоколь, магматические породы вулканогена отделены крупным регионально проявившимися угловым и структурным несогласиями. Простирание вулканогена дискордантно по отношению к мезозоидам. К моменту возникновения вулканогена осадочные породы цоколя были интенсивно дислоцированы, и почти вся мезозойская складчатая область значительно консолидирована и на дальнейшие тектонические движения реагировала в основном расколами.

Пограничное положение и большая мощность сиаля под вулканогеном предопределили главные черты строения и направленность в развитии его тектоники, магматизма и металлогении. В строении вулканогена отмечается несколько структурных этажей.

Нижний этаж слагается в основном слабо дислоцированными мощными толщами кислых пирокластических пород верхнего мела при подчиненном развитии средних с преобладающим типом продольных разрывных нарушений.

Средний этаж представлен локально развитыми и в значительной мере размытыми нижнепалеогеновыми (возможно, датско-палеогеновыми) лавами и туфами также преимущественно кислого состава, тяготеющими к активизированным разломам широтного и северо-западного направлений.

Верхний олигоцен-миоценовый этаж слагается лавами и туфами смешанного состава, залегающими почти горизонтально. В целом вулканоген характеризуется складчато-глыбовым гетерогенным строением. В нем преобладают моноклинальное и плитообразное залегания покровов, осложненные многочисленными отрицательными и положительными вулканоструктурами (компенсационными прогибами, кальдерными опусканиями, грабенами, горстами, куполами и др.) и нарушенные разломами.

Общая мощность вулканических образований Восточного Сихотэ-Алиня превышает 6000 *м*. Своим происхождением они обязаны четырем магматическим стадиям, охватившим промежуток времени от середины верхнего мела (сенона) до неогена.

Продуктами вулканических извержений сенонской стадии являются роговообманковые и авгитовые андезито-базальты и андезитовые порфириты, чередующиеся с вулканомиктовыми конгломератами, туфопесчаниками и туффитами с сенонской флорой. Общая мощность 500—800 *м*. Отмечается явная приуроченность сенонских средних эффузивов к зоне сопряжения вулканогена с мезозоидами Сихотэ-Алиня. Наиболее широко эта стадия вулканизма проявилась в Нижнем Приамурье. Учитывая также тесную пространственную сопряженность сенонских порфиритов с терригенными отложениями остаточных морских мелководных бассейнов и отчетливо фиксируемое в южной части вулканогена (Бидюк, 1964) резкое угловое и структурное несогласие между ними и вышележащими толщами кислых вулканитов, автор склонен считать эти образования продуктами позднеорогенного вулканизма, завершающего складчатое развитие мезозоид Сихотэ-Алиня.

Началом формирования вулканогена как индивидуализированной геотектонической структуры, по существу, являются мощные извержения туфов и их своеобразных разновидностей — игнимбритов, образующих «поля больших объемов». Они играют господствующую роль в сложном поздне-верхнемеловом вулканогенном комплексе, сформированном в сенон-датскую стадию ареального вулканизма. Представлен он в основном туфами и игнимбритами кварц-полевошпатовых и кварц-плагиоклазовых липаритовых порфиров, дацитов и фельзитов. В подчиненном количестве присутствуют андезитовые порфириты, туфогенно-осадочные породы и туффиты с сенон-датской флорой. Последние накапливались в озерах, приуроченных нередко к кальдерам и вулкано-

тектоническим прогибам. Общая мощность вулканических продуктов этой стадии около 2500 *м*.

Абсолютный возраст * липаритовых порфиров и туфов этого комплекса 65—75 млн. лет (калий-аргоновый метод), что соответствует верхнему мелу. Сенон-датским вулканогенным образованиям соответствуют интрузивные гранитоидные породы вулканогена, близкие по составу и положению бачелазскому интрузивному комплексу [Позднемезозойские интрузии.., 1957].

В следующую, датско-палеоценовую стадию вулканизма вначале извергались игнимбриты и туфы дацитового состава. Параллельно с ними и даже несколько ранее имели место незначительные излияния андезитов в Тетюхинском и Тернейском районах [Баскина, 1965]. В конце этой стадии сформировались толщи перлитов, витрофиров, фельзолипаритов, туфов и игнимбритов. Одновременно с ними в отдельных депрессиях накапливались туфогенно-осадочные, нередко угленосные отложения (мощность 150—200 *м*) со специфическими «переходными» датско-палеоценовыми комплексами флор (бассейн рек Тадуши и Тахобе). Общая мощность описываемых вулканогенных образований около 2000 *м*. Абсолютный возраст липаритов и дацитов (11 проб) от 45 до 55 млн. лет. Наибольшее развитие этот вулканогенный комплекс получил в южной и в средней частях вулканогена, в бассейнах рек Белембе, Тадуши, Топаузы и Аввакумовки. Ему соответствуют интрузии верхнеудоминского комплекса, весьма близкие по составу бачелазскому и отличающиеся от него более молодым возрастом и отчетливой тенденцией пространственной приуроченности к вулканогену.

Позднепалеогеновая стадия вулканизма началась с излияния авгитовых, реже оливин-авгитовых андезито-базальтов и андезитов и незначительного извержения их туфов (мощность 200 *м*). Закончилась она формированием толщи дацитов, липаритов и их игнимбритов, туфов, лахаровых брекчий и образованием, наряду с туфогенно-осадочными образованиями с олигоценовой флорой, большого количества опоковидных пород в озерах и лагунах (мощность 700 *м*). Позднепалеогеновый вулканогенный комплекс имеет локальное развитие, что, видимо, связано с центральным типом их извержений из отдельных вулканов (вулкан Топауза, м. Четырех Скал, рек Белембе и Ботчи и др.), приуроченных к северо-западным (субмеридиональным) и субширотным разломам.

«Цепочки» субмеридионального простирания образуют и позднепалеогеновые интрузии (прибрежный комплекс), в большинстве своем развитые в средней и северной частях вулканогена. Состав их варьирует от кварцевых диоритов и сиенито-диоритов через гранодиориты и биотитовые граниты до аляскитов. Местами появляются щелочные граниты с арфведсонитом.

С неогена наступило резкое различие в развитии северной и южной частей вулканогена, по всей вероятности объясняющееся разнонаправленным движением составляющих его крупных блоков (Беляевский [1956]; Е. В. Быковская, 1962). Площадь вулканогена севернее бассейна р. Тахобе представляла собой область преимущественного погружения, характеризующуюся широко проявленным андезито-базальтовым, реже базальтовым вулканизмом. Южнее, в области поднятия, известны лишь экструзивные фации базальтоидов, представленные дайками, некками и куполами.

Таким образом, общая направленность в развитии магматического процесса в целом характеризуется постепенным сокращением роли продуктов кислого магматизма. Видимо, в начальные стадии активиза-

---

* Эти определения производились в лаборатории ВСЕГЕИ под руководством Н. И. Полевой.

ции в пределах сиалического слоя возникали крупные периферические очаги гранитоидной магмы, чему способствовала большая мощность сиаля под вулканогеном. Приближенность очагов к поверхности обусловила извержение кислого материала ареального типа по неглубоким трещинам, что привело к широкому развитию поздневерхнемеловых и палеогеновых туфов и игнимбритов, слагающих большую часть площади вулканогена. Жесткость земной коры [Быковская, Ротман, 1964; Власов, 1966; Фаворская, 1966] в местах развития вулканогенов способствовала появлению более глубоких расколов. По ним последовательно, наряду с мощными кислыми извержениями, видимо, уже из очагов базальтового субстрата проникали расплавы все возрастающей основности от андезитов и андезито-базальтов в верхнем мелу до андезито-базальтов в позднем палеогене и базальтов в неогене. Соотношения мощностей вулканогенных образований различной основности по мере развития вулканогена представлены в табл. III-2.

Таблица III-2

Соотношение мощностей вулканогенных образований

Состав вулканических пород	Мощность вулканогенных образований в различные стадии вулканической деятельности, м			
	Сенон-датская	Датско-палеогеновая	Позднепалеогеновая	Неогеновая
Липариты, дациты и в основном их игнимбриты и туфы	2000	1800	500—700	—
Андезиты и андезито-базальты .	200—500*	200?	200—250	600—800

* В основном андезитовые порфириты типично субаэральные, залегающие среди туфов липаритовых порфиров.

Блоковое строение земной коры и периодическое возникновение или активизация разломов, ограничивающих эти блоки, обеспечили сообщение магматических очагов с поверхностью и обусловили в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене частую перемежаемость вулканических и интрузивных процессов. Гранитоидные интрузии указанных выше вулканических стадий отчетливо послескладчатые и синхронны *с излияниями и извержениями кислой магмы или следуют непосредственно* за ними. В работах М. А. Фаворской, Э. И. Изоха, В. А. Баскиной, Е. В. Быковской и других намечаются две формы связи между интрузивными и эффузивными образованиями: 1) глубинная (по Э. П. Изоху «удаленная»), т. е. образование указанных фаций из единого глубинного очага, и 2) близповерхностная (или близкая, по Изоху), когда извержение происходит непосредственно из интрузивных камер и извергшиеся продукты тождественны породам того же состава.

Многочисленные гранитоидные интрузии, внедрившиеся в эффузивно-пирокластические толщи вулканогена,— прекрасный пример типичных плутонов эпизоны по А. Баддингтону [1963], формирование которых происходило на глубине не выше 3 *км*. Наиболее широко в вулканогене распространены гранитные штоки и батолиты, связанные с кольцевыми дайками и кальдерами опускания. Форма батолитов (крупных интрузий) обычно куполообразная с пологой сводообразной кровлей или пластообразная. Интрузии многофазные. В краевых частях массивов обычны гранофиры, аплиты, аляскиты. Нередки непосред-

ственные переходы приповерхностных интрузий в игнимбриты [Ротман, Быковская, 1969]. Таким образом, широкоразвитые дацито-липаритовые туфы и игнимбриты вулканогена, пространственно и по времени тесно связанные с многочисленными гранитоидными интрузиями и характеризующиеся петролого-геохимическим родством, представляют собой единую вулкано-плутоническую ассоциацию кислого состава.

Поскольку минералогические и петрохимические особенности отдельных фаз и фаций (эффузивно-пирокластических и интрузивных) неоднократно освещены в печати (Фаворская [1956]; Быковская, 1956, [1960, 1966]; Быковская, Ротман, 1961, [1964], 1966; Изох [1962]; Баскина [1965] и другие), а также отчасти в этой монографии в разделе «Сихотэ-Алинская складчатая система», здесь рассмотрим общие черты эволюции кислого магматического расплава по мере формирования вулканогена. Преобладающая роль в вулканогене эффузивно-пирокластических образований липаритового состава наряду с большими мощностями видна на рис. III-1, на котором представлена кривая распределения по SiO_2 верхнемеловых и палеогеновых пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, характеризующаяся отчетливым пиком в области значения SiO_2, равном 73% [Ротман, Быковская, 1969]. Как отмечалось нами ранее, эти образования относятся к известково-щелочному типу пород и характеризуются постоянной высокой глиноземистостью (по сравнению со средними типами пород по Р. Дэли) и пониженными количествами щелочных алюмосиликатов (сериальный индекс Ритмана 1,5—1,8), магнезии и полевошпатовой извести. Суммарное содержание нормативных альбита, ортоклаза и кварца (индекс дифференциации по Торнтону и Таттлу) значительно превышает 75%, варьируя между 80—84% и свидетельствуя о высокой подвижности магмы.

Как вытекает из вариационной диаграммы * (рис. III-2), химический состав слагающих вулканоген кислых вулканических пород не остается постоянным.

Резкий перепад в содержании почти всех окислов (табл. II-19), исключая окислы магния и алюминия, отмечается между вулканическими породами ранневерхнемеловой (сеноман — ранний сенон) и поздневерхнемеловой (поздний сенон — даний) стадиями вулканизма, как бы знаменуя тем самым переход от позднеорогенного и посторогенного вулканизма Сихотэ-Алинской складчатой области к вулканизму качественно нового этапа развития — стадии активизации. Это положение требует подтверждения на более обширном фактическом материале.

Для разновозрастных кислых вулканитов всего вулканогена характерно постоянство кремнезема и суммы щелочей при некотором увеличении их в липаритовых порфирах и липаритах поздневерхнемеловой и датско-палеогеновой стадий (см. рис. III-2). Соотношение калия и натрия при этом заметно меняется. Отчетливо проявляется смена натровых серий калиевыми в конце позднего мела и в начале палеогена и затем появление вновь натровой в конце палеогена. По количеству SiO_2, Na_2O, K_2O и Al_2O_3 вулканические комплексы конца поздневерхнемеловой и датско-палеогеновой стадий почти неотличимы. Сказанное согласуется с данными Э. П. Изоха, В. В. Русса и других (1957—1965) о сходстве бачелазского (Cr_2) и верхнеудоминского (Pg) интрузивных комплексов и приуроченности калиевых интрузивных серий к концу позднего мела и началу палеогена.

Однако, как вытекает из диаграммы, поведение других окислов иное. Постепенно и плавно, как бы подтверждая мысль об эволюции единого магматического очага и опровергая ранние представления

---

* Составлена по данным среднего содержания окислов в вулканических породах вулканогена, приведенных в разделе «Сихотэ-Алинская складчатая система (табл. II-19), в пределах которой располагается описываемая структура.

о двух питающих источниках [Быковская, 1960], уменьшаются содержания окислов кальция, железа и магния в вулканитах поздневерхнемеловой и датско-палеогеновой стадий вулканизма (см. рис. III-2, стадии 2, 3). Резкий скачок в сторону их увеличения наряду с повышением роли натрия фиксируется в кислых продуктах позднепалеогенового вулканизма. Такое изменение химического состава в позднепалеогеновом комплексе, видимо, объясняется образованием их в результате дифференциации более глубинных очагов, давших продукты вулканической деятельности с постепенной сменой от андезито-базальтов через андезиты, дациты, липарито-дациты к липаритам.

Указанные выше закономерности в изменениях химического состава главной ветви магматической эволюции вулканогена (кислой) подверждаются и в развитии ее резко подчиненной серии — андезитовой. Сравнивались средние эффузивы поздневерхнемеловой и позднепалеогеновой вулканических стадий вулканогена (см. табл. II-19). Здесь также подтверждается тенденция к увеличению окислов кальция, магния и железа при некотором уменьшении кремнезема и щелочей, т. е. повышение основности пород в породах заключительной позднепалеогеновой стадии формирования вулканогена. К сожалению, средние эффузивы, слагающие вулканоген, изучены по сравнению с кислыми хуже.

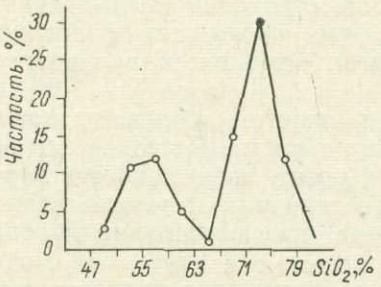


Рис. III-1. Распределение по содержанию SiO_2 (227 анализов) верхнемеловых — палеогеновых вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена.

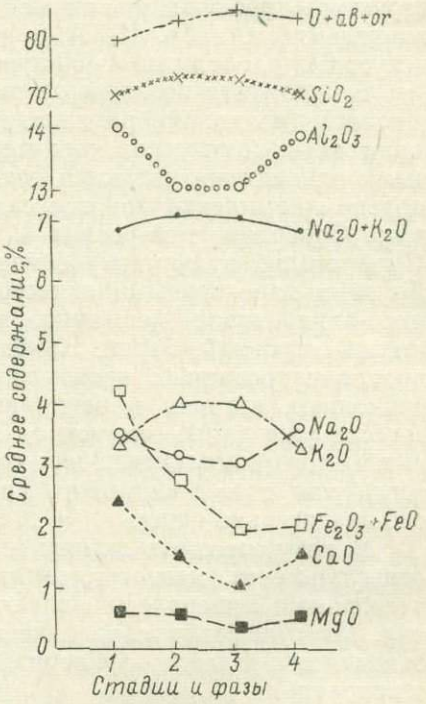


Рис. III-2. Вариационная диаграмма химических составов вулканических пород главной (кислой) линии развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена.

Стадии вулканизма: 1 — поздневерхнемеловая, I фаза (сенон-датская); *2* — то же, II фаза; *3* — датско-палеогеновая; *4* — позднепалеогеновая.

Изменения химических составов вулканических пород в их возрастной последовательности можно объяснить вертикальной миграцией (с одновременным разрастанием) магматических очагов (Ю. А. Кузнецов, 1951; Э. П. Изох, 1957) вследствие привноса тепла сквозьмагматическими потоками вещества, по Д. С. Коржинскому, т. е. перемещение фронта магмообразования из «базальтового» в гранитный слой, образование крупного периферического магматического очага и его эволюция, поступление расплавов из все более глубоких его слоев по мере охлаждения и затвердевания верхних частей и дальнейшая обратная вертикальная миграция. Этим, возможно, объясняется сходство состава (по

SiO_2, Na_2O+K_2O, Al_2O_3, MgO и по сумме нормативных $Q+ab+or$, рис. III-2) и появление незначительных количеств вулканических продуктов андезитового и даже андезито-базальтового состава в начальных и конечных стадиях формирования вулканогена при почти полном отсутствии их в средней датско-палеогеновой стадии (аввакумовский комплекс дацитов и липаритов), а также значительное сокращение к концу становления вулканогена продуктов кислого вулканизма и появление в неогене больших масс андезито-базальтового состава, о чем упоминалось ранее.

Материалом для приводимых далее общих закономерностей поведения акцессорных элементов в изверженных породах описываемой структуры послужили данные 700 спектральных полуколичественных анализов (см. табл. II-21) и результаты минералогического изучения искусственных шлихов из 60 проб кислых вулканитов.

В целом для поздневерхнемелового (сенон-датского), датско-палеогенового (возможно, раннепалеогенового) и позднепалеогенового вулканогенных комплексов характерными постоянными рудными акцессорными элементами являются свинец, медь и марганец. В поздневерхнемеловом комплексе фоновое содержание свинца и меди выше кларкового. Содержание марганца в породах начальных (Cr_2) и конечных (Pg_2) стадий вулканизма близко и даже несколько превышает кларк. Другими характерными акцессорными элементами, свойственными дацито-липаритовой формации, являются бериллий, иттрий, цирконий, галлий, стронций, барий. Наиболее широко развиты (более чем в 90% проанализированных проб) цирконий, галлий и барий. Более богат цирконием, иттрием и бериллием датско-палеогеновый комплекс. Интересна уже ранее отмеченная зараженность стронцием кислых вулканитов этого комплекса. Здесь содержание его превышает кларковое, *тогда как в вулканических породах других комплексов вулканогена* оно значительно ниже.

В искусственных шлихах из кислых вулканитов обычно представлены ильменит, магнетит, гематит, лимонит и пирит. Постоянными акцессорными минералами являются циркон, ортит, гранат, апатит и рутил. Из сульфидов спорадически в виде единичных и редких знаков отмечаются галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, молибденит и киноварь.

Вопросы геологического и структурного положения гидротермально-измененных вулканитов и рудопроявлений олова, свинца, цинка, молибдена, алюминия, размещенных в них, изучены еще недостаточно. Однако работами Е. А. Радкевич (1958), М. А. Фаворской (1956—1960), М. И. Иициксон (1966), Э. П. Изоха (1957—1960), М. П. Материкова, Р. И. Соколова (1959), В. В. Русса, И. В. Кунаева (1964), В. А. Баскиной (1965), Д. И. Ивлиева, А. И. Родионова и других геологов ПГУ намечены общие черты пространственного размещения рудопроявлений и металлогенической специализации отдельных комплексов и серий. Основными контролирующими факторами являются тектонические нарушения, как параллельные простиранию вулканогена, так и поперечные к ним. Наиболее интенсивные рудопроявления и нередко промышленные месторождения приурочены к участкам сложного пересечения нескольких систем разломов.

В тектоническом плане месторождения в основном приурочены к месту сочленения главного синклинория Сихотэ-Алиня с вулканогеном, преимущественно локализуются в песчано-сланцевых комплексах синклинория. Общеизвестна связь оловянного оруденения с существенно калиевыми сериями гранитов позднего мела — раннего палеогена. Несколько повышенная щелочность вулканитов (см. рис. III-2) и широкое развитие в них субвулканических тел гранитоидного состава *вселяют уверенность в нахождении и непосредственно в вулканитах*

Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена месторождений и рудопроявлений олова боливийского (субвулканические месторождения) и мексиканского (вулканогенные месторождения риолитовой формации), а также иных типов (М. И. Циксон, Л. И. Красный и другие, 1965). На присутствие акцессорного касситерита в кислых вулканитах позднего мела и раннего палеогена указывали в своих работах Е. А. Радкевич (Синанчинское месторождение) и В. Ф. Петрунь (бассейн р. Топаузы).

Позднепалеогеновый кислый магматизм, более основной и натровый по составу, изобилующий экструзивными телами и вулканическими постройками центрального типа, видимо, более благоприятен для золотого оруденения. Подтверждением этому могут служить месторождения в северной части вулканогена, приуроченные к субвулканическому липарито-дацитовому массиву, породы которого гидротермально преобразованы в алунито-диккитовые вторичные кварциты. На возможную связь золото-серебряного оруденения с липаритовой формацией указывают также примеры низкотемпературных месторождений золота и серебра, открытые недавно в сходной структурной обстановке в Охотско-Чукотском вулканогене (Пляшкевич, Сидоров [1965]; Сидоров, 1966).

Нерудные полезные ископаемые, связанные со вторичными кварцитами галогенно-кислотного ряда, получили широкое развитие в вулканитах верхнего мела. Хотя реже встречаемые и менее протяженные поля их отмечаются и в палеогеновых вулканических породах. С ними связано алунитовое оруденение (бассейны рек Ванчин, Ольги, Майское месторождение вблизи бухты Евстафия, левобережье р. Сицы в Тернейском районе, месторождения Бухтянское и Каменистая гряда в Нижнем Приамурье и др.). Учитывая благоприятную геологоструктурную обстановку формирования алунитоносных вторичных кварцитов и их широкое развитие, вполне вероятно ожидать открытие промышленных месторождений высокоглиноземистого сырья. Из нерудных полезных ископаемых, кроме того, перспективными являются также перлиты, распространенные лишь в датско-палеогеновых и реже в позднепалеогеновых вулканитах.

Появление огромных масс преимущественно кислых расплавов (объем вулканических продуктов более 110 000 *км*^{3}) можно объяснить, лишь прибегнув к гипотезе переплавления осадочного или гранито-гнейсового фундамента, что вполне вероятно при мощности сиаля не менее 20 *км* при постоянной величине геотермического градиента, равной 30° *С/км* [Вилли, Таттл, 1963].

Высокая подвижность расплавов как в наземной обстановке, так и на глубине подтверждается проявлением игнимбритовых полей большой протяженности и образованием многочисленных межформационных пластовых гранитоидных тел [Ротман, Быковская, 1969]. Как отмечалось нами ранее, большие расстояния, на которые распространяются игнимбритовые потоки, и значительная степень сваривания в игнимбритах свидетельствуют, по данным Мактаггарта [McTaggart, 1960], о высокой температуре, а учитывая и преобладающий интенсивный эксплозивный характер вулканизма, и о высокой энергии вулканических процессов, протекающих в вулканогене.

В результате сравнения продуктов кислого магматизма внутренних (Курило-Камчатская дуга) и внешних (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген) поясов Тихоокеанской подвижной области, приводимых ранее (Быковская, Ротман, 1961; Быковская [1966]; Ротман, Быковская [1969], выявилась избирательная приуроченность вулкано-плутонических ассоциаций кислых пород большого масштаба, так же как и значительных масс игнимбритов, к внешним поясам. Причины сказанного не только в высокой энергии вулканических процессов и высокой подвижности магматических расплавов, обусловленных их составом, а и

в условиях их генерации. Как уже указывалось, возникновение вулканогенов тесно связано с возникновением периферических магматических очагов и вертикальной миграцией их вверх. При этом происходит сближение эффузивных и интрузивных процессов в пространстве и времени: гипабиссальные (приповерхностные) и субвулканические интрузии размещаются среди эффузивно-пирокластических пород и тесно ассоциируют с туфолавами и игнимбритами. Состав магмы кислый, гранитоидный (среднее содержание в кислых вулканитах SiO_2 73%, суммарное содержание нормативных альбита, ортоклаза и кварца превышает 75%; сумма щелочей постоянно около 7%). Гидротермальные рудообразующие процессы наиболее интенсивно проявляются в заключительные стадии эволюции магматических серий или комплексов, слагающих вулканоген.

Дискуссионными, ждущими своего разрешения, остались вопросы о подчиненной или самостоятельной роли андезитовой ветви вулканогена, возможно развивающейся в вулканогене параллельно и независимо от кислой его ветви, и о начале формирования вулканогена.

ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ЦЕПИ

Линейно вытянутые площади распространения вулканитов, в той или иной степени удаленные от окраинно-материкового Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, располагающиеся в пределах мезозоид континентальной Азии и их древнего фундамента, получили название «внутриконтинентальных вулканогенных цепей». Эти вулканогенные структуры заложились во второй половине мезозоя, в период консолидации мезозойских складчатых областей, наиболее часто — в субаэральных условиях, нередко в тесной ассоциации с наложенными впадинами, в той или иной мере угленосными.

Вулканогенные цепи обычно приурочены к системам региональных глубинных разломов, развивающихся в зонах контрастного сочленения геосинклинально-складчатых областей и срединных массивов или близких им по типу консолидированных тектонических сооружений. Отдельные элементы вулканогенных цепей нередко смещены в сторону срединных массивов и располагаются в пределах их периферических частей. Вулканогенные цепи обладают, как правило, сложным неоднородным строением, распадаясь в современном эрозионном срезе на отдельные вулканогенные поля, зоны и системы. Расположение главнейших внутриконтинентальных вулканогенных структур показано на рис. III-3.

Алазейско-Олойская вулканогенная цепь (I) * выделяется несколько условно в северо-восточных частях Колымского срединного массива (в районе Алазейского плоскогорья) и Омолонского массива (в бассейне р. Олоя), где широко развиты позднеюрские пирокластические и эффузивные образования преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава. Судя по геофизическим данным, в обеих вулканогенных системах — Олойской (1) и Алазейской (2) — преобладают вулканогенные зоны северо-западного и реже северо-восточного простираний, однако в целом закономерности пространственного размещения этих вулканогенных пород еще почти не изучены.

Уяндинско-Ясачненская вулканогенная цепь (II), или Уяндинско-Ясачненский вулканический пояс, по В. Т. Матвеенко [1960], приурочена к зоне сочленения Колымского срединного массива с Яно-Колымской складчатой системой. Вулканогенная цепь протягивается на 1000 *км* в северо-западном направлении и состоит из ряда вулканогенных зон и полей. Вулканогенные зоны обычно приурочены к грабе-

* Цифры в скобках соответствуют номерам структур на схеме.

ноподобным впадинам длиной от 100—150 до 250—300 *км*, при ширине 10—20 *км*, реже до 40 *км*, имеющим обычно также северо-западное простирание; они рассекают блоковые поднятия палеозойских известняковых пород, окаймляющие Колымский массив, и на некоторых

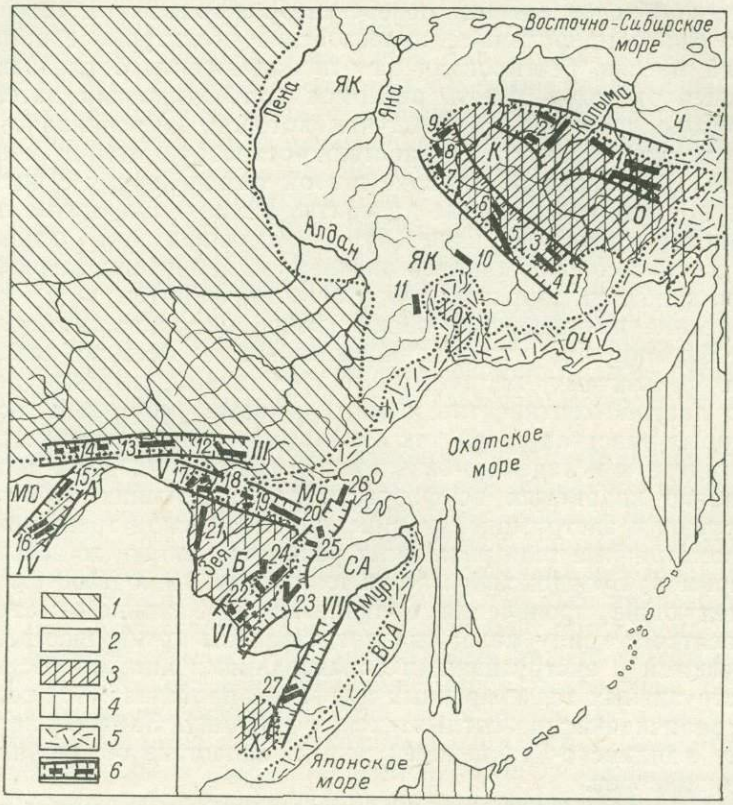


Рис. III-3. Схема расположения позднемезозойских внутриконтинентальных вулканогенных структур в северо-западной части ТПП.

1 — Сибирская платформа и ее протерозойское складчатое окаймление; *2* — палеозойско-мезозойские геосинклинально-складчатые области (*Ч* — Чукотская, *ЯК* — Яно-Колымская, *МО* — Монголо-Охотская, *СА* — Сихотэ-Алинская); *3* — срединные массивы в палеозойско-мезозойских геосинклинально-складчатых областях
(*К* — Колымский, *О* — Омолонский, *Б* — Буреинский, *А* — Аргунский, *Х* — Ханкайский, *ОХ* — Охотский); *4* — мезозойско-кайнозойские геосинклинально-складчатые области; *5* — вулканогены (окраино-континентальные вулканогенные цепи Восточно-Азиатского пояса: *ОЧ* — Охотско-Чукотский, *ВСА* — Восточно-Сихотэ-Алинский); *6* — позднемезозойские внутриконтинентальные вулканогенные цепи и составляющие их структуры.

Позднемезозойские вулканогенные структуры (цифры на схеме): I — Алазейско-Олойская вулканогенная цепь: 1 — Олойская вулканогенная система, 2 — Алазейская вулканогенная система; II — Уяндинско-Ясачненская вулканогенная цепь: *3* — Элекчанская вулканогенная зона, *4* — Лыглыхтахская вулканогенная зона, 5 — Дарпирская вулканогенная зона, 6 — Буордахское экструзивное поле, 7 — Догдинская вулканогенная зона, 8 — Сычанская вулканогенная зона, 9 — Селенняхская вулканогенная зона, 10 — Верхнеиндигирская вулканогенная зона, 11 — Аллах-Юнская вулканогенная зона; III — Верхнеамурская вулканогенная цепь: 12 — Южно-Становая вулканогенная зона, 13 — Могоча-Ольдойская вулканогенная зона, 14 — предполагаемое юго-западное продолжение Верхнеамурской зоны; IV — Приаргунская вулканогенная цепь: 15 — Северо-Приаргунская вулканогенная система, 16 — Южно-Приаргунская вулканогенная система; V — Умлекано-Огоджинская вулканогенная цепь: 17 — Гонжинская вулканогенная система, 18 — Депская вулканогенная зона, 19 — Мамынская вулканогенная система, 20 — Огоджинская вулканогенная зона; 21 — Амуро-Селемджинская вулканогенная зона; VI — Хингано-Охотская вулканогенная цепь: 22 — Малохинганская вулканогенная система, 23 — Баджальская вулканогенная система, 24 — Тырмо-Ургальская вулканогенная система, 25 — Эзопская вулканогенная система, 26 — Торомская вулканогенная зона; VII — Западно-Сихотэ-Алинская вулканогенная цепь: 27 — Алчано-Матайская вулканогенная система.

участках продолжаются в районы развития мезозойских структур, где залегают на среднеюрских породах без значительного перерыва. Реже отмечаются крупные вулканогенные поля (например, Буордахское — 6), залегающие на блоковых поднятиях более древних палеозойских пород. Изучением вулканитов этой цепи в разные годы занимались М. С. Аргунов, Н. А. Богданов, С. И. Гавриков, М. Л. Гельман,

Г. Ф. Гурин, С. Г. Котляр, В. М. Мерзляков, К. Н. Рудич и другие исследователи.

Начало формирования Уяндинско-Ясачненской вулканогенной цепи относится, по-видимому, к первой половине позднеюрской эпохи (келловей — оксфорд) и связано с интенсивными тектоническими напряжениями, обусловленными инверсией Яно-Колымской геосинклинали. Ранее консолидированные палеозойские структуры, окаймляющие Колымский массив, реагировали на эти напряжения образованием серии крупных разломов. Часть разломов контролировала интенсивную вулканическую деятельность, продукты которой, переслаиваясь с морскими осадками, образуют вулканогенно-осадочную толщу мощностью 250—450 *м*. В Догдинской впадине в этой толще наряду с андезитами присутствуют миндалекаменные долериты, а также кварцевые порфиры (мукдуканская свита). В ряде случаев излияния лав основного и среднего состава сопровождались внедрением небольших штоков и силлов габбро-диабазов, диоритов, диоритовых порфиритов.

В середине позднеюрской эпохи (конец оксфорда, кимеридж) во впадинах формируется вулканогенная толща, сложенная липаритами, дацитами, фельзитами, их туфами и туфолавами, которые переслаиваются с лагунно-континентальными или реже морскими осадками. На некоторых участках среди них отмечаются более основные разности пород — андезиты и андезито-базальты. В самом конце юры происходит формирование кварцевых порфиров, часто слагающих субвулканические интрузии и экструзии, как линейно вытянутые (трещинные), так и грубоизометричные тела различных размеров, вплоть до весьма крупных (например, Буордохский массив площадью около 1500 *км*^{2}).

Последующие проявления вулканизма в Уяндинско-Ясачненской цепи относятся к концу мела; они представлены преимущественно субвулканическими и экструзивными образованиями кислого состава. Цепочки экструзивных тел кварцевых порфиров протягиваются вдоль разломов, ограничивающих Лыглыхтахскую впадину. Заканчивается формирование Уяндинско-Ясачненской цепи в палеогене образованием базальтовых покровов.

В южной части Яно-Колымской складчатой системы две вулканогенные зоны протягиваются согласно с ее структурами, параллельно ограничениям Охотского остаточного массива — северо-восточного (Верхнеиндигирская зона — 10) и западного (Аллах-Юнская зона — 11). Вулканогенные зоны приурочены к впадинам, которые выполнены позднеюрскими эффузивно-пирокластическими породами — в нижней части разреза туфами и туфолавами андезитов, а в верхней — дацитами, липаритами и их туфами. К Верхнеиндигирской зоне, по данным К. Н. Рудича, примыкает крупное, площадью до 1800 *км*^{2}, Тарынское вулканогенное поле, приуроченное к Аян-Уряхскому антиклинорию и представляющее собой экструзив, сложенный гиперстеновыми дацитами. В пределах Аллах-Юнской зоны Н. В. Ичетовкиным описан Верхнеаллахский субвулкан площадью более 700 *км*^{2}, сложенный биотит-гиперстеновыми дацитами, переходящими в кварцевые монцонит-порфиры.

Верхнеамурская вулканогенная цепь (III) наложена на протерозойские структуры Станового поднятия, тяготеет к зоне их сочленения со структурами Монголо-Охотской складчатой области. Для цепи характерна значительная эродированность вулканогенных образований; наиболее сохранилась от эрозии Могоча-Ольдойская вулканогенная зона (13), протягивающаяся в северо-восточном направлении на 250—300 *км* и продолжающаяся на правобережье р. Зеи, в бассейны ее притоков — реки Унаха и Бомнак (Южно-Становая вулканогенная зона, по М. Г. Золотову, 1965 — 12). Юго-западнее р. Могоча отдельные вулканогенные поля, различные субвулканические образования,

а также депрессии с осадочно-вулканогенным заполнением (например, Оловская) протягиваются в юго-западном направлении по левобережью р. Шилки, вплоть до рек Куенга и Нерча.

Могоча-Ольдойская вулканогенная зона восток-северо-восточного простирания имеет значительную ширину (до 20 *км*). Интенсивная вулканическая деятельность в пределах зоны развивалась в поздней юре — начале нижнего мела. Первый этап вулканической деятельности центрального типа начался с излияний лав андезито-базальтов, андезитов, кварцевых порфиритов, которые сменились лавами дацитов, ортофиров, кварц-полевошпатовых порфиров, фельзит-порфиров и фельзитов. С вулканогенными образованиями пространственно тесно связаны гипабиссальные интрузии гранодиоритов, граносиенитов, микросиенитов, кварцевых монцонитов, гранитов, гранит-порфиров.

На некоторых участках Могоча-Ольдойской зоны отмечаются продукты более поздних излияний, относящихся ко второму этапу вулканической деятельности; они также начинаются с поднятия лав среднего и умеренно кислого состава и завершаются формированием толщи кислых эффузивов, в которой, по-видимому, значительную роль играют субвулканические образования, часто трещинного типа. Общая мощность вулканогенных пород Могоча-Ольдойской зоны оценивается в 1400—1600 *м*.

Южнее описанной структуры расположена Омутнинская депрессия, которая, по данным А. Г. Старк, выполнена вулканогенно-осадочными породами, одновозрастными с вулканитами Могоча-Ольдойской зоны. Наличие депрессий с вулканогенно-осадочным заполнением является, по-видимому, характерной особенностью Верхнеамурской цепи.

Приаргунская вулканогенная цепь (IV) протягивается на 600—650 *км* в северо-восточном направлении, будучи приурочена к зоне сочленения Аргунского массива со структурами Монголо-Охотской складчатой области. Время формирования Приаргунской цепи охватывает вторую половину вюрмского периода. В северной части цепи вулканогенные породы, преимущественно среднего состава, выполняют впадины, расположенные вдоль разломов, ограничивающих Аргунский массив. Вулканогенные образования южной части цепи (Южно-Приаргунская вулканогенная система — 16) располагаются на гранитизированном эпибайкальском фундаменте Аргунского массива и, по данным Г. А. Шаткова, Н. С. Соловьева, либо выполняют впадины, группирующиеся в цепочки (вулканогенные зоны) северо-восточного простирания, либо слагают отдельные вулканогенные поля — крупные вулкано-тектонические структуры центрального типа, расположенные на поднятиях, разделяющих цепочки впадин.

По данным тех же авторов, в составе вулканогенных образований Южно-Приаргунской системы различаются два комплекса. Ранний, куйтунский комплекс представлен трахиандезито-дацитами, образующими покровы во впадинах или отдельные сравнительно крупные вулканические аппараты центрального типа (например, Куйтунский вулкан). Второй, абагайтуевский комплекс характеризуется резко дифференцированным составом; в нем различаются два ритма, каждый из которых начинается с излияния андезито-базальтов и трахиандезитов, а заканчивается образованием липаритов и фельзитов; последние образуют ряд небольших по размерам экструзивных тел. Породы абагайтуевского комплекса также образуют крупные вулкано-тектонические структуры центрального типа (например, Тулукуевская кальдера площадью до 200 $км^2$).

Заканчивается формирование Приаргунской цепи излияниями субщелочных базальтов (кринанитов).

Умлекано-Огоджинская вулканогенная цепь (V) протягивается на 600—650 *км* в субширотном направлении, будучи приурочена

к северной окраине Буреинского массива; она пересекает краевые части самого массива (Гонжинский и Мамынский выступы) и разделяющие их субгеосинклинальные мезозойские прогибы Монголо-Охотской геосинклинально-складчатой области (Депский и Огоджинский); заканчивается в пределах Верхнеамурского геосинклинального прогиба.

По имеющимся данным, формирование цепи протекало в раннемеловое время, причем в ее западной части вулканическая деятельность началась в валанжине (по данным Ю. М. Логинова), в то время как на востоке, в Огоджинском прогибе, вначале мела еще шло накопление угленосных осадков, предшествующее вулканической деятельности.

Части вулканогенной цепи, сформированные на различном фундаменте, по-видимому, различаются по характеру вулканической деятельности. В субгеосинклинальных прогибах (Депском и Огоджинском) продукты раннемелового вулканизма образуют протяженные вулканогенные зоны. Огоджинская зона (20) представляет собой полосу преимущественного развития порфиритов, андезитов, андезито-базальтов (мощность до 900 *м*), вытянутую в субширотном направлении на 150 *км*, при ширине до 30 *км*; в самых верхах толщи отмечаются породы умеренно кислого состава. Однородный состав покровов, малое количество пирокластического материала позволяют предполагать преобладание излияний трещинного типа или же формирование цепочек щитовых вулканов. По-видимому, аналогичный характер имеют вулканогенные образования Депского прогиба (18).

На поднятиях (Гонжинском и Мамынском) размещение вулканогенных образований имеет, по-видимому, более сложный характер, они образуют целые системы вулканогенных зон и полей (17 и 19); состав вулканитов также более дифференцирован. В районе Мамынского поднятия, в верховьях р. Мамын, прослеживается вулканогенная зона субширотного простирания, протяженностью до 100 *км*; к северу и к югу от нее отмечен ряд более мелких вулканогенных полей, в которых наряду с породами среднего состава отмечаются дациты, липариты, фельзиты. В районах Гонжинского выступа известен ряд вулканогенных полей сложной конфигурации. Со слагающими эти поля эффузивами среднего и кислого состава пространственно тесно связаны мелкие гипабиссальные тела диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, лейкократовых гранитов, гранит-порфиров. На некоторых участках (на правобережье среднего течения р. Улунга и в бассейне р. Малый Невер), по данным Г. В. Дитмара, намечается существование крупных вулкано-тектонических структур центрального типа. О наличии более мелких аппаратов центрального типа свидетельствует присутствие субвулканических и жерловых фаций. Во всех районах, где развиты кислые эффузивы, они залегают стратиграфически выше пород среднего состава; мощность этих пород (фельзиты, липариты, их туфы и туфолавы) достигает 400 *м*.

Отдельные выходы позднемезозойских вулканогенных пород, обнажающихся из-под мощного чехла кайнозойских осадков Зее-Буреинской впадины (в западной части Буреинского массива), М. Г. Золотов [1965], основываясь на геофизических данных, относит к единой Амуро-Селемджинской вулканогенной зоне субмеридионального простирания (21).

Хингано-Охотская вулканогенная цепь (VI) протягивается в северо-восточном направлении на 700—750 *км*, будучи приурочена к зоне сочленения Буреинского массива со структурами Сихотэ-Алинской складчатой области. При этом вулканогенные зоны и их системы, составляющие Хингано-Охотскую цепь, формируются на различном фундаменте, что обусловливает некоторые различия в их строении и составе.

Юго-западная часть Хингано-Охотской цепи — Малохинганская система зон (22) — расположена на гранитизированном эпибайкальском фундаменте Буреинского массива и состоит из зон северо-восточного (Хингано-Олонойская, Сутарская) и запад-северо-западного (Архара-Богучанская, Яурин-Каменушинская) простирания. Севернее, к краевым частям Буреинского (Ургальского) субгеосинклинального прогиба, «врезанного» в структуры массива, приурочена Тырмо-Ургальская система вулканогенных зон (24). Несколько восточнее, в пределах Ванданского антиклинория, расположена Баджальская система вулканогенных зон (23). Севернее, к восточному окончанию Джагдинского поднятия позднепротерозойских пород, приурочена Эзопская вулканогенная система (25). Наконец, самым северо-восточным флангом Хингано-Охотской цепи ряд исследователей (М. И. Иициксон и другие) считают Торомскую вулканогенную зону (26), приуроченную к одноименному субгеосинклинальному прогибу.

Заложение магмоконтролирующих разломов вулканогенной цепи рассматривается как результат мезозойской активизации западной части Буреинского массива, по времени соответствующей появлению готеривской складчатости в сопредельной Сихотэ-Алинской геосинклинали. Формирование Хингано-Охотской цепи охватывает весь меловой период.

Продукты вулканизма раннемеловой эпохи известны в пределах Малохинганской, Тырмо-Ургальской и Баджальской вулканогенных систем. Вулканическим процессам предшествовало в конце юры заложение впадин северо-восточного простирания. Раннемеловой (баррем или баррем-аптский) вулканизм начался с образования пироксеновых, плагиоклазовых и андезитовых порфиритов, андезитов и их туфов и завершился в апт-альбе формированием пород липаритовой формации со значительной примесью пирокластического материала. В Тырмо-Ургальской и Баджальской системах мощность нижнемеловых пород среднего состава, залегающих в основании вулканогенного разреза, превышает 1000 *м*, в Малохинганской системе колеблется от 250 до 400 *м*. Мощность кислых пород в Малохинганской системе достигает 900 *м*, в двух других системах она меньше. Однообразный характер порфиритов, слагающих мощные толщи, прослеженные на значительных расстояниях (например, в Тырминской впадине), позволил ряду исследователей рассматривать их как продукты излияний трещинного типа. Отдельные изолированные поля (например, Каменушинское в Яурин-Каменушинской зоне), сложенные породами среднего и кислого состава, представляют собой, по-видимому, реликты сравнительно крупных стратовулканов.

Продукы первой фазы позднемелового вулканизма, представленные породами среднего состава, развиты в Баджальской и Тырмо-Ургальской системах; в Баджальской системе установлена толща кварц-плагиоклазовых и кварц-амфиболовых порфиритов и их туфов мощностью 450—500 *м*. В Тырмо-Ургальской системе мощность толщи порфиритов и их туфов не превышает 200—250 *м*. Возможно, что к продуктам этой фазы вулканизма относятся реликты крупной (диаметром около 2 *км*) кальдеры в хр. Нони (водораздел рек Сутыр и Гуджал), центральные части которой, по данным В. И. Сухова, сложены диоритами, а периферические — аналогичными по составу тонкофлюидальными андезитовыми порфиритами. Широко распространены в Тырмо-Ургальской системе субвулканические и интрузивные образования этой фазы вулканизма — ираханский комплекс, представленный диоритами, кварцевыми диоритами, порфиритами, реже габбро-диоритами, образующими цепочки даек и штоков субмеридионального и северо-западного простираний. Позднемеловые вулканогенные породы среднего состава известны также в Эзопской системе и Торомской вулканогенной

зоне; в Малохинганской вулканогенной системе они достоверно не установлены.

Продукты второй фазы позднемелового вулканизма, широко распространенные в структурах Хингано-Охотской вулканогенной цепи, представлены породами кислого состава, среди которых, по-видимому, значительную роль играют субвулканические и экструзивные образования.

В Малохинганской вулканогенной системе эти породы представлены своеобразными крупновкрапленниковыми кварцевыми порфирами, реже фельзитами, фельзит-порфирами, их туфами (мощность до 800 *м*) и более поздними липаритами и их туфами (мощность до 300 *м*). Крупновкрапленниковые кварцевые порфиры, а также близкие к ним по составу, времени формирования и закономерностям размещения гранит-порфиры и граниты хингано-олонойского комплекса образуют многочисленные сравнительно небольшие (сотни метров до первых километров) экструзивные тела. Таковы сложнопостроенный Хинганский экструзив, вмещающий одноименное оловорудное месторождение, грибообразные экструзии в бассейнах рек Малая Джалинда и Олоно, группа куполовидных вулканов (хорошо выраженных в рельефе) Яуринского поля со слившимися малопротяженными (1—1,5 *км*) лавовыми потоками и т. д. Вулканические аппараты центрального типа приурочены к местам пересечения разломов северо-восточного, субширотного и субмеридионального направлений. Завершающие позднемеловой вулканизм липариты приурочены к ограничениям Зейско-Буреинской впадины, в пределах которой блоковые движения, начавшиеся в меловое время, продолжались и в кайнозое.

В Тырмо-Ургальской системе позднемеловые кислые вулканиты не развиты; широко распространены они в Баджальской вулканогенной системе, где, по Е. В. Быковской, к позднемеловому отделу отнесены толщи крупновкрапленниковых кварцевых порфиров, дацитов и андезито-дацитов и плагиолипаритов, липаритовых порфиров и их туфов; общая мощность вулканогенных толщ достигает 2000 *м*. Среди них также широко развиты экструзивные образования, как, например, крупная (площадь до 250 $км^2$) изометричная экструзия кварцевых порфиров в междуречье Амгуни и Баджала. Значительная часть экструзий приурочена к ограничивающему Буреинский массив Куканскому структурному шву и оперяющим его разломам северо-восточного простирания, как например, Верхнекурский экструзив, прослеженный на 100 *км* при ширине 5—8 *км* и сложенный субвулканическими дацитами, обнаруживающими переходы к покровным разностям.

Широко распространены позднемеловые кварцевые порфиры также в Эзопской системе и Торомской зоне, хотя в этих структурах значительная часть вулканогенных пород, по-видимому, уничтожена эрозией, ввиду чего в них, так же как и в Баджальской системе, большую роль играют интрузивные образования.

Западно-Сихотэ-Алинская вулканогенная цепь (VI), вытянутая в север-северо-восточном направлении, расположена между Центральным Сихотэ-Алинским антиклинорием и Ханкайским массивом. Вулканическая деятельность в пределах цепи наиболее интенсивно проявилась в позднемеловую эпоху, хотя, по-видимому, некоторые магмоконтролирующие разломы функционировали и в более раннее время, в частности в позднем палеозое. Вулканогенные зоны тяготеют к тектоническим границам опущенных и переработанных блоков Ханкайского массива, выделяемых как Алчано-Матайский или Нижнебикинский (на севере массива) и Даубихинский (на востоке массива) синклинории.

Позднемеловые вулканогенные образования в Алчано-Матайском синклинории представлены порфиритами, плагиопорфирами, альбито-

фирами, стратиграфически выше залегает толща порфиритов и их туфов, относимая к сеноману, а еще выше — толща липаритовых и дацитовых порфиров, их туфолав и туфоконгломератов сенон-датского возраста. Вулканогенные образования приурочены к зонам северо-восточного простирания.

К северу от Алчано-Матайской вулканогенной системы выходы позднемеловых порфиритов известны в верховьях рек Немпту и Мухен. К югу от Алчано-Матайской системы, в районе Западно-Сихотэ-Алинского разлома, особенно на его южном фланге, в бассейне р. Сандуган, широко развиты вулканогенные образования среднего и кислого состава, которым ранее также приписывался позднемеловой возраст; в последние годы на ряде участков находки фауны и определения абсолютного возраста позволили отнести эти породы к пермской системе.

Заканчивая на этом краткую характеристику внутриконтинентальных вулканогенных цепей, отметим их основные особенности.

1. Намечаются три эпохи наиболее интенсивного вулканизма — позднеюрская, раннемеловая и позднемеловая. Вслед за характерной для северо-западной части ТПП миграцией возраста складчатости в геосинклинальных областях по направлению с запада и севера на восток и юг (от континента к Тихоокеанской впадине) происходит и миграция возраста главной эпохи вулканизма в вулканогенных цепях.

2. Эпохи вулканизма слагаются из отдельных фаз, соответствующих импульсам вулканической деятельности, причем ранние фазы каждой эпохи характеризуются большей частью излияниями лав среднего или основного состава, а поздние фазы — преимущественно лав кислого состава. Наряду с этим некоторые данные позволяют предполагать эволюцию характера вулканической деятельности — от трещинных излияний и формирования крупных щитовых и стратовулканов в ранние фазы до экструзивно-эксплозионного вулканизма в поздние фазы. При этом для всех фаз, а особенно для поздних, характерна тесная пространственная и генетическая связь вулканогенных образований с интрузивными.

3. Вулканогенные цепи состоят из отдельных вулканогенных зон и полей, строение и состав которых обнаруживают зависимость от тектонической обстановки их формирования, истории развития и строения фундамента. Соответственно выделяются: а) вулканогенные зоны, наследующие структурный план фундамента, формирование которых продолжает его историю (Лыглыхтахская, Дарпирская, Огоджинская, Тырминская и другие зоны), и б) наложенные вулканогенные поля, зоны и их системы, секущие структуры фундамента, причем формирование последних отделено значительным промежутком времени от начала вулканической деятельности (Буордахское поле, Могоча-Ольдойская зона, Малохинганская система и т. д.).

4. В «унаследованных» вулканогенных зонах, приуроченных к прогибам, развиты преимущественно продукты ранних фаз — породы андезитового состава, образующие обширные покровы, которые переслаиваются с лагунно-континентальными или реже морскими осадками; менее развиты субвулканические, дайковые образования, а также пластовые тела. Для зон этого типа характерно, по-видимому, развитие немногих, но достаточно «глубинных» магмовыводящих каналов, контролирующих преимущественно трещинный тип излияний. В ряде вулканогенных зон этого типа отмечаются ареальные метасоматические изменения пород, вплоть до образования полей вторичных кварцитов. В некоторых зонах известны рудопроявления золота, а также сурьмы и ртути.

5. В вулканогенных зонах наложенных на поднятия, особенно на поднятия с древним гранитизированным фундаментом, резко преобладают продукты поздних фаз — породы кислого липаритового состава.

Для зон этого типа характерен преимущественно центральный тип извержений в субаэральных условиях с широким развитием пирокластических образований, характерно развитие целой системы магмовыводящих разломов, различных направлений, с возникновением крупных вулкано-тектонических структур, а также различных экструзивных образований на пересечении разломов. В ряде случаев к подобным зонам тяготеют сравнительно крупные гранитоидные интрузии. В вулканогенных зонах этого рода (т. е. наложившихся на поднятия фундамента) отмечается развитие различных типов оловянного оруденения, иногда олово-вольфрамового или олово-полиметаллического, а также концентрация некоторых редких элементов.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕН*

Почти непрерывная полоса развития магматических пород, шириной от 100 до 350 *км,* протягивающаяся примерно на 3200 *км* вдоль восточной окраины азиатской части СССР, от Удской губы до юго-восточного окончания п-ова Чукотка, получила в геологической литературе название «Охотского», «Охотско-Чаунского» и «Охотско-Чукотского» вулканического пояса или вулканогена.

Современным знаниям по геологии этой территории мы обязаны исследованиям С. В. Обручева, Л. А. Сняткова, Б. А. Сняткова, Е. К. Устиева, С. Ф. Лугова, Б. Н. Ерофеева, Е. Т. Шаталова, Х. И .Калугина, В. Ф. Белого, В. Т. Матвеенко, Г. Г. Кайгородцева, В. А. Титова, И. М. Сперанской, Г. Г. Чертовских, И. М. Демина, С. В. Домохотова и других. Огромный и ценный материал дали геологосъемочные работы, проводившиеся сотрудниками Северо-Восточного геологического управления.

По поводу тектонической природы пояса и его положения среди других структур Северо-Востока было высказано несколько различных мнений, в той или иной степени гипотетических. Геофизическая характеристика территории пояса представляется еще далеко не достаточной. Однако региональные гравиметрические и аэромагнитные съемки, а также проведенное в небольшом объеме на северном побережье Охотского моря глубинное сейсмическое зондирование выявили некоторые черты глубинного строения пояса, освещенные в работах А. А. Николаевского [1965] и др.

Магматические процессы, продукты которых явились существенной составной частью структуры вулканогена, протекали на протяжении длительного времени, по крайней мере от поздней юры и до палеогена включительно. В пределах этого отрезка времени можно выделить следующие тектоно-магматические этапы, отмечающие наиболее важные вехи в истории формирования вулканогена; позднеюрский, валанжин-готеривский, апт-альбский, сеноман-туронский, раннесенонский (?), позднесенон-датский, палеогеновый.

Юрский магматизм. Юрское время характеризуется на территории пояса существованием еще геосинклинальных условий, равно как и на сопредельных пространствах Яно-Колымской, Колымо-Чукотской и Охотско-Ниппонской складчатых областей.

Из магматических образований существенную роль играют позднеюрские. Наиболее ранним проявлением позднеюрского магматизма явился вулканизм, в истории развития которого выделяются два периода, давшие продукты различного состава (рис. III-4). Более ранний период характеризуется формированием толщи вулканитов среднего, андезитового состава, а более поздний — продуктами кислого состава. Вулкани-

---

* Автор настоящего очерка не разделяет возможность применения термина «вулканоген» для описываемой области.

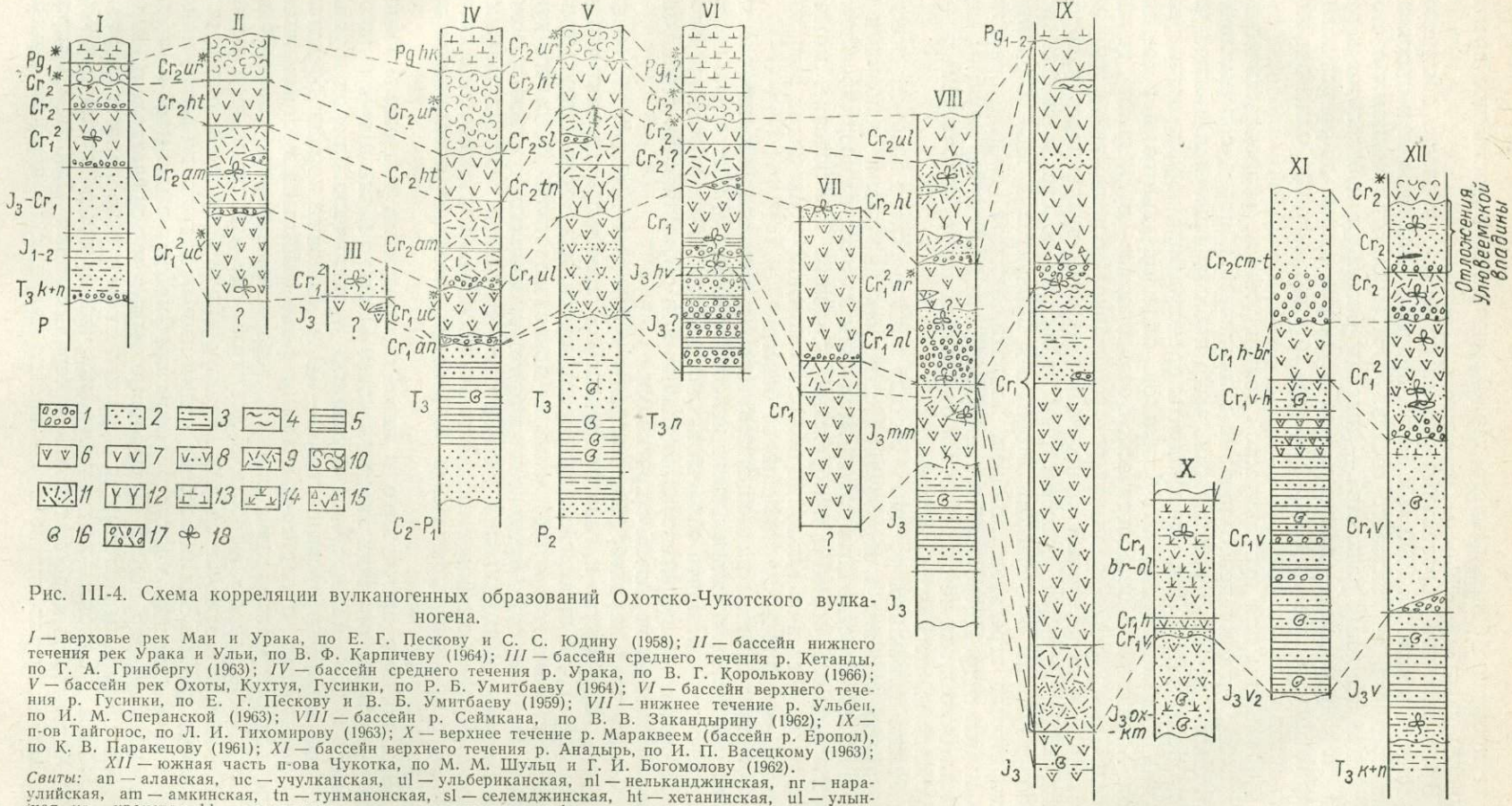


Рис. III-4. Схема корреляции вулканогенных образований Охотско-Чукотского вулканогена.

I — верховье рек Маи и Урака, по Е. Г. Пескову и С. С. Юдину (1958); *II* — бассейн нижнего течения рек Урака и Ульи, по В. Ф. Карпичеву (1964); *III* — бассейн среднего течения р. Кетанды, по Г. А. Гринбергу (1963); *IV* — бассейн среднего течения р. Урака, по В. Г. Королькову (1966); *V* — бассейн рек Охоты, Кухтуя, Гусинки, по Р. Б. Умитбаеву (1964); *VI* — бассейн верхнего течения р. Гусинки, по Е. Г. Пескову и В. Б. Умитбаеву (1959); *VII* — нижнее течение р. Ульбеи, по И. М. Сперанской (1963); *VIII* — бассейн р. Сеймкана, по В. В. Закандырину (1962); *IX* — п-ов Тайгонос, по Л. И. Тихомирову (1963); *X* — верхнее течение р. Мараквеем (бассейн р. Еропол), по К. В. Паракецову (1961); *XI* — бассейн верхнего течения р. Анадырь, по И. П. Васецкому (1963); *XII* — южная часть п-ова Чукотка, по М. М. Шульц и Г. И. Богомолову (1962).

Свиты: an — аланская, uc — учулканская, ul — ульбериканская, nl — нельканджинская, nr — наразулийская, am — амкинская, tn — тунманонская, sl — селемджинская, ht — хетанинская, ul — улинская, ur — уракская, hk — хакаринская, mm — момолтыкичская, hv — хавакчанская, hl — хольчанская.

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — глинистые сланцы; *6* — андезиты палеотипные; *7* — андезиты кайнотипные; *8* — туфы андезитов; *9* — липариты палеотипные; *10* — липариты кайнотипные; *11* — туфы липаритов; *12* — дациты; *13* — базальты; *14* — аадезито-базальты; *15* — туфобрекчии; *16* — остатки ископаемой фауны; *17* — конгломераты с примесью туфового материала кислого состава; *18* — остатки ископаемой флоры. Звездочкой отмчеены свиты, сопоставление которых сделано З. П. Потаповой.

ческие продукты более раннего периода известны в настоящее время во многих участках пояса.

Вулканические образования рассматриваемого периода, достигающие иногда мощности 1000 *м* и более, представлены лавами и пирокластами среднего, андезитового состава с частыми отклонениями в сторону более основных разностей — андезито-базальтов и базальтов и реже в сторону кислых — дацитов. Крайне редки кислые дифференциаты липаритового состава, принадлежность которых к толще описываемых вулканитов недостаточно ясна.

Характерны для вулканической толщи обилие пирокластических продуктов, а также переслаивание вулканических пород с нормально-осадочными, всегда терригенными, чаще наблюдающееся в нижней части разреза толщи. Лавовые продукты представлены порфировыми разностями андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов и реже дацитов. Характерной петрологической особенностью вулканитов толщи является присутствие среди них роговообманковых разностей. Столь же характерен и палеотипный облик всех разностей вулканических пород толщи, обусловленный повсеместным развитием по составляющим породообразующим минералами вторичных продуктов в виде серицита, соссюритовых агрегатов, альбита, хлорита, эпидота, иногда пренита, карбонатов и др. Петрохимические особенности вулканитов изучены еще недостаточно и они не отклоняются от средних типов щелочноземельных эффузивов аналогичного состава.

Толща вулканитов среднего состава позднеюрского возраста всегда органически связана в образовании с геосинклинальными условиями и, судя по фациям осадочных пород, входящим в ее состав, формировалась в мелководных, нередко прибрежных условиях. Исключение, может быть, составляет п-ов Кони, где область активного вулканизма располагалась на значительном удалении от берега.

Пространственное размещение лавовых и прижерловых пирокластических продуктов, а также анализ палеотектонической обстановки позволяют говорить о том, что области активного вулканизма возникали в месте сопряжения внутригеосинклинальных или обрамляющих геосинклинальный бассейн поднятий с прогибами.

Складчатый характер позднеюрских осадочных пород и заключенных в них вулканитов и, главное, полное согласие в простирании складчатых структур с нижележащими среднеюрскими и более древними отложениями являются существенными доказательствами того, что вулканизм позднеюрского времени на территории Охотско-Чукотского пояса был связан с движениями в Яно-Колымо-Чукотской геосинклинальной системе. Вулканизм более позднего, но также, по-видимому, еще позднеюрского времени проявился в образовании толщи вулканических пород кислого состава.

В настоящее время выходы лавовых продуктов, а в еще большей мере — пирокластических известны как в Охотском, так и в Чукотском отрезках пояса. Мощность накопившихся вулканических пород в районах извержений не превышает 350—400 *м*. Лавовые породы представлены липаритами, липарито-дацитами и реже дацитами, местами интенсивно гидротермально измененными, переслаивающимися с туфами. Петрографические особенности вулканитов еще недостаточно изучены, однако для них отмечается ряд характерных особенностей, общих для всех пород толщи. Этими особенностями являются палеотипность, малое содержание и всегда мелкие размеры порфировых выделений и лейкократовый характер пород. Порфировые выделения представлены кварцем, калинатровым полевым шпатов и деанортитизированным, нередко до альбита, плагиоклазом и единичными чешуйками разложенного биотита. Характерны карбонатизация и серицитизация. Дациты во вкрапленниках содержат плагиоклаз и иногда кварц, а из цветных минера-

лов — роговую обманку. С вулканитами этого возраста иногда переслаиваются терригенные породы — песчаники, углисто-глинистые сланцы, конгломераты.

Пространственное размещение рассматриваемых вулканитов следует тем же закономерностям, что и размещение ранее описанных вулканитов среднего состава. Взаимоотношения их с последними изучены далеко не всюду. Однако имеющиеся, хотя и немногочисленные, данные (Петров, 1945; Устиев [1949]), свидетельствуют о том, что между ними нет углового несогласия и, следовательно, вулканизм рассматриваемого времени, вероятнее всего, явился завершением более раннего верхнеюрского вулканизма, давшего продукты среднего состава. Складчатость рассматриваемых вулканитов, согласная со складчатостью более ранних, но также позднеюрских, и в том числе вулканической толщи говорит за то, что и описываемые вулканиты в своем образовании были также связаны с тектоническими движениями в Яно-Колымской геосинклинальной области.

Меловой магматизм. Меловой период на территории Охотско-Чукотского вулканогена ознаменовался интенсивнейшим проявлением магматизма в различных его формах.

Разнообразие палеографической и палеотектонической обстановки в пределах вулканогена, а также и проявлений магматизма сказалось уже в самом начале мелового периода. Область морской седиментации в валанжине и готериве в охотской части вулканогена переместилась на юг и юго-восток, по-видимому даже за пределы современной береговой линии. На значительной же части чукотского отрезка продолжали сохраняться условия морской и частично прибрежно-морской седиментации.

Наиболее ранними проявлениями магматизма в меловое время нужно считать излияния лав преобладающе основного состава (диабазовых, базальтовых, андезито-базальтовых и реже андезитовых порфиритов), происходившие в подводных и мелководных условиях во время накопления морских терригенных геосинклинальных отложений с фауной валанжина и частично готерива в чукотском отрезке вулканогена (бассейн рек Эргувеем, Травки, Гребенки, Мургаль, Хиузной и др.).

По-видимому, близким по времени к только что описанному проявлению эффузивного магматизма является образование интрузий гранитоидов разнообразного состава. Они достоверно известны теперь главным образом в охотской части вулканогена, которая испытывала в рассматриваемый отрезок времени восходящие движения. Последние, начавшись в широком масштабе в Яно-Колымской геосинклинали еще в позднеюрское время, достигли охотской части пояса к началу валанжина. Это обстоятельство, по-видимому, и определило размещение интрузий в пространстве, обусловив их тяготение к областям наибольшего воздымания. Именно в такой обстановке формировались интрузии гранитоидов Некского, Надпорожского, Верхнесейманского и Омчанского массивов на Охотском побережье. Существование таких интрузий предполагается в верховьях р. Еропол и в других местах.

Упомянутые интрузии образуют крупные массивы площадью в несколько квадратных километров. Они сложены, как отмечает Е. К. Устиев [1949], обычно лейкократовыми биотитовыми и двуслюдяными натровыми гранитами, характерной особенностью которых является бедность темноцветными компонентами, представленными чаще биотитом и изредка роговой обманкой. Плагиоклаз варьирует от андезина до альбит-олигоклаза. Как отмечает Е. К. Устиев, гранитные интрузии этого возраста неотличимы от типичных «батолитовых» плутонов, широко распространенных у границ Индигиро-Колымского срединного массива и получивших название «колымских».

По-видимому, к этому же временному интервалу относится также формирование многочисленных, но более разнообразных по составу массивов, объемлющих группу дифференциатов от габбро до гранитов. Более основные разности этих пород — диориты, гранодиориты и другие— нередко участвуют в строении массивов гранитов, неизменно входя в состав более ранних магматических продуктов. Таким образом, время формирования массивов этих пород является несколько более ранним по отношению к массивам («колымских» гранитов и не исключена возможность того, что они окажутся аналогами хорошо известных предбатолитовых дайковых интрузий знаменитого Колымского золотоносного пояса.

Следующий этап магматизма, охватывающий апт и альб, а также, возможно, и конец баррема, характеризуется также интенсивными тектоническими движениями, различие которых в разных участках пояса оказалось в еще большей степени, чем в предыдущий этап. В охотском звене вулканогена в связи с этими движениями создался местами горный рельеф с впадинами, постепенно заполнявшимися осадками, среди которых конгломераты играли существенную роль. Максимум напряжений разрешился образованием серий расколов в земной коре, направление которых всюду следовало направлению более древних складчатых структур и жестких выступов. С образованием расколов, очевидно, и связан новый этап интенсивного вулканизма. Близкая к охарактеризованной тектоническая обстановка была в некоторых районах чукотского отрезка вулканогена.

Иного типа тектонические движения происходили в южной части Пенжино-Чаунского звена. Здесь восходящие движения в области Омолонского массива отодвинули западный берег моря на восток и юго-восток, почти к западной границе Мургальского антиклинория. В бассейне рек Травки, Гребенки, а также Еропол до конца раннемелового времени сохранялся режим морской седиментации, сопровождавшийся накоплением вулканитов среднего состава.

Таким образом, из краткого обзора палеогеографической и палеотектонической обстановки в течение второй половины раннего мела видно, что вулканизм, проявившийся с большей интенсивностью, протекал в резко различных условиях, в связи с чем и толщи накопившихся осадочно-вулканогенных образований приобрели свои специфические черты. О широком проявлении вулканизма в это время свидетельствуют многочисленные выходы вулканогенных образований, известные особенно в большом количестве в охотском отрезке вулканогена. Значительно меньше данных имеется о их распространении на Чукотке, где вулканогенные образования вообще изучены еще весьма слабо.

Для вулканических образований раннемелового возраста на большей части вулканогена крайне характерно накопление их одновременно с терригенными, вероятно, в большинстве случаев прибрежно-континентальными и отчасти лагунными отложениями и только лишь на сравнительно небольших участках — с морскими отложениями.

Вулканические породы рассматриваемой толщи представлены главным образом андезитами с отклонением в сторону андезито-базальтов и реже базальтов и дацитов. Характерной особенностью их является повсеместная палеотипность, обусловленная развитием большого количества вторичных минералов — карбоната, хлорита, серицита и в меньшей степени соссюритовых продуктов. Присутствие в толще вулканитов ровообманковых разностей андезитов и более основных пород составляет характерную петрологическую особенность вулканитов этой толщи. Анализ петрохимических свойств пород толщи не обнаруживает отклонений от нормальных роговообманковых андезитов щелочноземельного ряда. Для толщи характерно развитие значительного количества пирокластических продуктов соответствующего лавам состава.

Рассмотренные раннемеловые вулканогенные образования достаточно интенсивно складчаты. Простирание складчатых структур всюду согласное с простиранием подстилающих юрских и более древних отложений Яно-Колымо-Чукотской складчатой области. Складки огибают жесткие массивы или области более ранней консолидации (интрагеоантиклинальные или краевые поднятия). Все это свидетельствует о том, что и данная толща осадочно-вулканогенных пород в своем образовании теснейшим образом связана с тектоническими движениями и тектонической жизнью только что упомянутой складчатой области *.

В конце альбского времени на территории вулканогена происходят складчатые движения и общий, хотя и различной интенсивности, подъем всех его участков. Последние области морской седиментации в его пределах исчезают. По-видимому, именно с этими движениями связывается интенсивный интрузивный магматизм, проявившийся на всей территории пояса (среднемеловой тектогенез, по Е. К. Устиеву). Особенно большой интенсивности он достигает на Охотском побережье, отчего комплекс интрузий этого возраста и получил название «охотских». Интрузии этого комплекса прорывают раннемеловую осадочно-вулканогенную толщу, а галька их содержится в конгломератах позднего мела в бассейне р. Армани.

Интрузии характеризуются разнообразием состава пород, охватывающим ряд от габбро до гранитов. Однако преобладающими в них являются всегда гранодиориты. В составе всех пород этого ряда основную роль играют плагиоклазы (от битовнита и лабрадора до олигоклаза). Калинатровый полевой шпат представлен исключительно анортоклазом. Характерным темноцветным минералом всей серии породы является роговая обманка. Пироксены играют существенную роль только в основных породах. Интрузии «охотских» гранитоидов слагают чаще батолитоподобные массивы большой площади и вызывают во вмещающих породах интенсивный контактовый метаморфизм, а нередко сопровождаются и явлениями гибридизма.

Начало позднего мела отмечает новый принципиально отличный от предыдущего этап развития территории Охотско-Чукотского пояса. Складчатыми движениями конца альбского времени закончился режим морской седиментации, а также мощный интрузивный магматизм, создавший интрузии охотского типа. Область вулканогена приобрела черты более жесткой, хотя все еще неоднородной массы. Тектонические движения проявлялись теперь в образовании протяженных расколов и перемещении по ним отдельных блоков земной коры, а также интенсивном развитии вулканизма. Характерной чертой последнего было то, что вулканические продукты, поставлявшиеся на поверхность, имели в подавляющей своей части кислый состав. Только лишь в двух участках вулканогена (среднее течение р. Вилиги и несколько севернее г. Магадана) известны вулканические продукты среднего андезитового состава.

Кислые вулканические продукты широко развиты во всех участках вулканогена, однако лучше изучены они в Охотском звене. Они накапливались в континентальных условиях и сопровождались накоплением местами мощных конгломератов. Мощность вулканических образований достигала 600 *м* и более. Осадочно-вулканогенные накопления всюду залегают с резким угловым несогласием и с размывом на нижележащих толщах и в том числе на интенсивно дислоцированной осадочно-вулканогенной позднеюрской толще и с нижележащими вулканитами на всей площади вулканогена.

---

* Многие исследователи Охотско-Чукотского вулканогена (Е. К. Устиев, И. М. Сперанская, В. Ф. Белый и другие) придерживаются иного мнения, считая апт временем начала самостоятельного специфического развития вулканогена.— *Ред.*

Вулканические породы представлены липаритами, липарито-дацитами, реже дацитами и сопровождаются большими массами пирокластического материала, переслаивающегося нередко с осадочными терригенными породами. Все породы толщи бледно окрашены. Эффузивные разности обладают немногочисленными и мелкими вкрапленниками кварца и полевого шпата и редкими чешуйками разложенного биотита. По химическому составу они соответствуют средним липаритам по Р. Дэли, и лишь в отдельных случаях в них наблюдается несколько повышенная щелочность. Характерна также повсеместная палеотипность облика пород.

В пространственном расположении полей вулканитов этого возраста обнаруживается двоякого рода закономерность. В Охотской зоне они обрамляют с юго-востока юдомскую ветвь колымских мезозоид и Охотский срединный массив. В средней части Охотского побережья они следуют складчатым структурам Аян-Юряхской антиклинорной зоны (бывшего интрагеоантиклинального поднятия, причленившегося к восточной части Охотского срединного массива). Далее на восток, в Балыгычан-Сугойском прогибе, они следуют складчатым структурам Балыгычанского поднятия, огибая его с востока. Таким образом, в пределах охотского отрезка вулканогена связь магмоподводящих разломов с направлением складчатых структур Яно-Колымской области становится очевидной. Что же касается чукотской ветви пояса, то еще крайне слабая изученность его вулканитов не позволяет рассматривать этот вопрос.

После проявления только что описанного мощного вулканизма, сформировавшего толщу липаритового состава, представляется возможным выделить еще один самостоятельный и, по-видимому, последний этап развития интрузивного магматизма, продуктами которого являются массивы лейкократовых аляскитовых гранитов омсукчанского комплекса, известного своей оловоносностью. Возрастное положение этих интрузий определяется тем, что они прорывают толщу кислых вулканитов начала позднего мела (содержат ксенолиты ее пород), а ксенолиты типичных омсукчанских гранитов содержатся в кислых вулканитах, перекрывающих интрузии и относящихся предположительно к сеноман-датскому возрасту. О размахе рассматриваемого этапа интрузивного магматизма сейчас трудно судить, так как возрастное положение подобного рода интрузий далеко не везде установлено. Можно лишь сказать о размещении интрузий этого этапа относительно тектонических структур, основываясь при этом только на данных по Омсукчанскому району. Интрузии омсукчанского типа внедрялись в складчатые структуры вулканогенно-осадочной позднениижнемеловой толщи (зоринская свита) и избегали области развития вулканитов предыдущего этапа вулканизма.

В конце сенона или, быть может, в начале датского времени на территории пояса отмечается новая вспышка вулканизма. Она проявилась, по-видимому, главным образом в пределах пояса, так как вулканиты этого возраста за пределами его достоверно пока не установлены.

Характерной особенностью вулканизма этого времени является поступление на земную поверхность больших масс лавовых продуктов андезитового, андезито-базальтового и реже базальтового состава, образовавших местами обширные плато. Пирокластические продукты не характерны и лишь местами отмечаются в основании толщи. Вулканические образования залегают резко несогласно на всех более древних породах.

Породы толщи обладают рядом характерных черт, сохраняющихся на огромных расстояниях и резко отличающих ее от всех ранее описанных. Они всюду имеют кайнотипный облик, а состав их характеризуется обязательным содержанием пироксенов и полным отсутствием роговой обманки. Петрохимически это нормальные пироксеновые щелочноземельные андезиты и андезито-базальты. Толща этих пород хорошо известна

на Охотском побережье как хетанинская, малтанская и улынская свиты. Такого же состава вулканиты известны и в чукотском отрезке пояса, но при современной слабой изученности стратиграфии вулканогенных толщ этого района не представляется возможным судить об их роли в строении его. Мощность вулканических образований достигает местами 600 *м*. Пространственно и, по-видимому, генетически с вулканитами связаны субвулканические интрузии небольших глубин, представленные габбро или габбро-диоритами и долеритами пироксенового ряда.

Более поздние проявления вулканизма представлены образованиями кислого состава. По немногочисленным растительным остаткам возраст этих вулканитов может быть с некоторой долей условности принят как позднедатский, возможно с переходом в палеоцен. Эти вулканические образования лучше изучены в Охотском звене вулканогена. Пространственно они всегда связаны с полями развития андезитов предыдущей фазы вулканизма.

В составе рассматриваемых вулканитов преобладающими являются липариты и резко подчиненными — дациты. Для толщи этих вулканитов характерно обилие пирокластических пород в виде игнимбритов и меньше — кристаллокластических туфов липаритов. Характерной особенностью вулканитов являются пестрая окраска, кайнотипность, крупнопорфировое сложение. Петрологической особенностью является содержание во вкрапленниках санидиноподобного водяно-прозрачного калинатрового полевого шпата наряду с андезином, а из темноцветных минералов — пироксена (ромбического или моноклинного) наряду с биотитом. В химическом составе липаритов иногда наблюдается отклонение в сторону щелочных натровых и калиевых разностей. Некоторые их разновидности со специфической текстурой известны под названием «мареканитов». Мощность толщи описанных вулканитов резко колеблется — от десятков до единичных сотен метров. С вулканитами сопряжено нередко образование субвулканических интрузий.

Вулканогенные образования палеогенового возраста являются, по-видимому, последним значительным по размаху проявлением магматизма. К этому времени относится образование главным образом базальтов и в редких случаях сопровождающих их дифференциатов кислого и среднего состава. Наиболее крупные линейно вытянутые поля вулканитов этого возраста протягиваются в северо-восточном отрезке пояса вдоль западной границы Мургальского антиклинория. Поля меньших размеров известны также в Охотском звене вулканогена (Ульинский прогиб), где цепочки их имеют также северо-восточное простирание. Мощность толщи вулканитов обычно небольшая и редко достигает 600 *м*. Залегание горизонтальное.

Вулканиты представлены оливиновыми или без оливина пироксеновыми разностями базальтов (толеитов) и андезито-базальтов. Это всегда свежие породы, содержащие во вкрапленниках оливин и пироксен в основной массе с офитовой или интерсертальной структурой.

На основании вышеизложенного можно сделать следующее заключение.

1. Территория вулканогена имела сложную и длительную историю развития, зафиксировавшую как позднегеосинклинальный, так и постгеосинклинальный этапы.

2. Магматизм позднегеосинклинального этапа захватывает конец поздней юры и ранний мел и связан с движениями в Яно-Колымской и Чукотской складчатых областях. Области активного вулканизма в позднеюрское и раннемеловое время размещались в зонах сопряжения поднятий с прогибами, что в значительной мере определило сложный рисунок западной границы вулканогена, за исключением, по-видимому, се-

верной части Охотского срединного массива, где она наметилась, вероятно, в позднемеловое время.

3. Для вулканитов геосинклинального периода развития характерно образование продуктов преобладающе андезитового с отклонением к базальтам и дацитам состава, содержащих роговую обманку и обладающих палеотипным обликом. Интрузивные образования этого периода характеризуются широкой гаммой пород от основного до кислого состава, но преобладают среди них породы среднего состава. В размещении их проявляется тенденция к локализации в областях поднятий.

4. В позднеальбское время Яно-Колымо-Чукотская область, в том числе большая часть территории вулканогена, вышла из стадии геосинклинального развития. Последующие этапы развития магматизма, протекавшие с конца альба или начала позднего мела как в эффузивной, так и в интрузивной форме вплоть до конца сенона, были связаны с постгеосинклинальным этапом развития.* С позднедатского времени (вероятное время формирования вулканитов уракской или ольской свиты) в причинах и закономерностях размещения магматических продуктов в пространстве основную роль стали играть, по-видимому, движения в Охотско-Ниппонской геосинклинали.

5. Магматизм постгеосинклинального этапа развития территории пояса характеризуется образованием продуктов различного состава. Однако для его начального этапа характерно образование как вулканических, так и интрузивных пород кислого состава. В более позднее время, примерно с конца сенона или начала дата, наблюдается образование резко дифференцированных комплексов вулканических пород и сопровождающих их субвулканических интрузий. Отчетливо намечается также и увеличение основности магматических продуктов, начинающих каждый новый цикл вулканической деятельности.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Риолитовая линия Тихого океана (Ициксон, 1963, 1964), или Восточно-Азиатский окраинно-материковый вулканогенный пояс, контролируемый одноименным планетарным глубинным разломом (линеаментом), является наряду с андезитовой линией одним из крупнейших тектоно-магматических образований, отмечающих переходную область от Тихого океана к континенту Азии.

На протяжении более 8000 *км* вдоль окраины Азиатского материка от м. Сердце-Камень на Чукотке, вдоль Охотского побережья, восточных склонов Сихотэ-Алиня, юго-востока Корейского полуострова, вдоль побережья Восточно-Китайского моря до Индокитайского полуострова прослеживается цепь позднемезозойских и третичных вулканогенных полей и центров вулканической и близповерхностной плутонической деятельности. Пространственная непрерывность этого грандиозного вулканогенного пояса нарушается лишь акваториями молодых окраинных морей Востока Азии, затопивших отдельные его звенья.

Несмотря на естественные различия в строении и истории развития отдельных звеньев, вся имеющаяся информация свидетельствует об единстве Восточно-Азиатского пояса и связи его с общим для всех его звеньев планетарным процессом активизации притихоокеанских структур в позднем мезозое и кайнозое.

Единство этого устанавливается также по контролю вулканогенного пояса общей системой глубинных разломов Восточно-Азиатского лине-

---

* Многие исследователи связывают вулканизм этого этапа с явлениями постконсолидационной активизации.— *Ред.*

амента, отмечающего зону сочленения коры континентального типа с мозаичной корой переходного типа. Там где проводились геофизические исследования, эта система разломов отмечена четкой гравитационной ступенью, свидетельствующей о весьма глубинном (достигающем мантии) характере этого раздела.

Для Восточно-Азиатского пояса на первом этапе его развития (мел — палеоген) характерна общая осложненная гомодромная направленность магматического процесса. Она проявляется в том, что по мере развития пояса в каждом цикле происходит смена количественно подчиненных продуктов среднего, реже основного состава, господствующими по объему кислыми. Однако по мере развития всего пояса на втором его этапе (палеоген — неоген) выдерживается отчетливая противоположная (антидромная) тенденция, характеризующаяся возрастающей ролью базальтоидных магм.

Удивительно выдержана на всем протяжении вулканического пояса и последовательность формирования вулканогенных формаций: от андезитовой формации начала верхнего мела (возможно, захватывая и апт) до дацито-липаритовой или липаритовой (игнимбритовой) формации конца верхнего мела — начала палеогена и контрастной базальт-липаритовой в палеогене и, наконец, до андезито-базальтовой и базальтовой формации палеоген — неогена. Некоторыми исследователями (И. М. Сперанской, В. Ф. Белым, С. М. Тильманом, В. И. Суховым и другими) при этом подчеркивается известная гетерогенность в строении вулканического пояса, которая относится в большинстве случаев ко времени формирования андезитовой формации. Отмечаемое в ряде случаев осложнение последовательности чередования пород в вулканогенном поясе является результатом не всегда ясного или спорного положения его нижней границы. Нередко в состав пояса включают андезитовые формации, с ним не связанные и органически входящие в состав геосинклинального цоколя, подстилающего вулканоген. Так, в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена незначительные проявления андезитовых магм сеноман — нижнего сенона представляют собой вулканогенную составляющую мезозойских осадочно-вулканогенных отложений геосинклинальной и инверсионной стадий Сихотэ-Алинской подвижной области. Они слагают складчатое основание для наложенных вулканогенных формаций конца верхнего мела — палеогена, являющихся составными частями Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Подтверждением этому является чередование в разрезе андезитовых лав и туфов с осадочными породами и постепенный переход к чисто лавовым образованиям в верхних разрезах, а также наличие на восточном склоне Сихотэ-Алиня синхронных с ними одновозрастных морских осадочных отложений.

Вопрос о начале заложения Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, точнее вопрос о его нижней границе, не может считаться решенным. Имеется представление (И. М. Сперанская, Г. М. Власов, Е. В. Быковская, В. К. Ротман, М. А. Фаворская и другие) о том, что самостоятельное развитие пояса началось с мощных извержений кислых вулканитов, а нередко располагающиеся ниже средние и основные вулканиты связаны еще с завершением предшествующей геосинклинальной стадии.

Традиционное представление, напротив, исходит из того, что нижние андезитовые и порфиритовые члены разреза вулканогенного комплекса являются неотъемлемой его частью и характеризуют естественные начальные стадии его становления.

Первое представление аргументируется резко несогласным залеганием больших масс кислого вулканического материала на разнородных структурах и формациях складчатого основания Сихотэ-Алинской складчатой области и, таким образом, знаменует как бы новый этап гео-

логического развития Сихотэ-Алиня. Сходные выводы делает и И. М. Сперанская по Охотско-Чукотскому вулканогену.

Здесь ранний вулканизм (апт—турон) характеризуется разнородным составом продуктов вулканизма в разных структурно-формационных зонах. Так, в юго-западной части этого вулканогена образовалась андезитовая формация с резкой фациальной изменчивостью разрезов по простиранию, в его чукотской ветви существовало несколько районов вулканизма с разным составом. Различия эти становятся менее заметными с момента возникновения сенон-датской липаритовой формации. По мнению И. М. Сперанской, сенон-датскому вулканическому циклу предшествовал перерыв в вулканической деятельности, сопровождавшийся глубокой переработкой рельефа «Главная область вулканической активности сместилась относительно площади, где проявлялся более ранний андезитовый вулканизм и возникшие новые центры извержений не наследовали общего плана более древнего мелового вулканического цикла» [Сперанская, 1964]. Как видно из сказанного, и здесь извержения больших масс кислых вулканитов характеризуют собой новый этап развития этой территории. Близкие выводы следуют из отношений между андезитовой и липаритовой формациями и в районах юго-восточной части Корейского полуострова, по данным Т. Кобояси (1959).

Точка зрения о том, что формирование собственно вулканогенов как самостоятельных структур началось с извержения кислых вулканитов, знаменующих собой определенный этап развития земной коры с возникновением в ней периферических магматических очагов, высказывалась в ряде докладов на II вулканологическом совещании в 1964 г. (Г. М. Власов, М. А. Фаворская, Е. В. Быковская) и в докладе на XXII сессии МГК [Быковская, Ротман, 1964].

Вторая альтернативная точка зрения, отраженная в принятых стратиграфических схемах, основывается на устойчивом положении горизонтов и свит андезитов-порфиритов в разрезе вулканогенного пояса. Причем в ряде случаев эти горизонты несогласно залегают на подстилающем доэффузивном фундаменте, что приводит к выводу о том, что ранние стадии зарождения и развития пояса имеют средний или реже основной состав.

Мнения авторов настоящего раздела по этому вопросу расходятся. Е. В. Быковская придерживается первого представления. М. И. Иксон, не отрицая связи многих проявлений андезитового (порфиритового) вулканизма с позднегеосинклинальной стадией развития довулканогенного фундамента пояса, убежден в том, что формирование пояса непосредственно начинается с излияний магм среднего состава. Он полагает, что невозможно исключать из состава Восточно-Азиатского пояса андезитовые формации охотской серии в Охотско-Чукотском вулканогене и базовской, синанчинской свит в Сихотэ-Алинском вулканогене. Наиболее наглядно видна связь «базальных» свит среднего состава с вулканогенным поясом в Южно-Китайском вулканогене, геосинклинальная предыстория которого завершилась в триасе. Здесь (провинция Чжецзян) разрез вулканогена начинается с узяоской свиты (поздняя юра) мощностью 700 *м*, сложенной андезитами, кварцевыми андезитами и отчасти дацитами и трахитами, на которые налегают пирокластические образования и игнимбриты кислого состава (цзяндоуская подсерия мощностью 650—750 *м*) и лишь выше наиболее мощная (1000 *м*) джецзянская свита риолитов.

Одновременность проявления кислого магматизма — дацит-липаритовая, липаритовая и гранитная формации сенон-датского времени — и дальнейшего среднего и основного вулканизма на всем протяжении Восточно-Азиатского пояса, сходный характер проявления и близкий состав продуктов магматической деятельности свидетельствуют в пользу существующего мнения о планетарном характере причин, обусловивших

возникновение этого пояса (М. И. Ициксон, Л. И. Красный, 1959; М. С. Нагибина и др.). Сходство это выразилось в преобладающем значении игнимбритов в липаритовой формации, давших «поля больших объемов», в одинаковом времени проявления игнимбритовой и гранитовой формаций и в одновременном проявлении калиевых магматических серий, обычно в той или иной степени оловоносных.

В наиболее убедительной форме о единстве Восточно-Азиатского пояса свидетельствуют петрохимические данные. При сравнении химического состава (по Бурри — Заварицкому) поздневерхнемеловых изверженных пород липарит-гранитовой группы Охотско-Чукотского (И. М. Сперанская, 1963; О. Н. Иванов, 1966) и Восточно-Сихотэ-Алинского (Е. В. Быковская, 1960, 1966) вулканогенов выявляется их полное тождество, выражающееся в пересыщенности глиноземом, недосыщенности полевошпатовой известью пород кислой серии и незначительном содержании магнезии. Еще ранее аналогичные выводы были сделаны по химизму некоторых внутриконтинентальных вулканогенных цепей (Хингано-Баджальской) [Ициксон, 1960].

Сходна и эволюция входящих в эту группу известково-щелочных, глубоко дифференцированных серий пород от богатых натрием, кальцием и глиноземом вулканитов до ультракислых, существенно калиевых.

В палеогеновой кислой серии (позднепалеогеновый комплекс в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене) наблюдаются резкое повышение значения натрия в составе щелочей, возрастание железа и в Охотско-Чукотском вулканогене более лейкократовый характер основных лав. Близки и геохимические особенности сихотэ-алинских и охотских лав верхнего мела (по содержанию в них акцессорных редких элементов). Анализ петрохимических данных, кроме того, обнаруживает большое сходство между эффузивными и плутоническими членами магматических комплексов и общую сходную направленность химизма в каждом из циклов, что убедительно показано Е. К. Устиевым (1959, 1963 и др.) для Охотско-Чукотского вулканогена, а также работами Э. П. Изоха (1957—1960), М. А. Фаворской (1960), Е. В. Быковской (1960—1966), В. А. Баскиной (1965) и других исследователей для Сихотэ-Алинского вулканогена. Сходные выводы для внутриконтинентальной Хингано-Баджальской цепи были сделаны М. И. Ициксоном (1947—1955).

Прямых петрохимических данных, характеризующих Восточно-Китайский вулканоген, не имеется. На основе литературных данных, а также кратковременного личного ознакомления с объектами одним из авторов данного раздела можно судить о высокой степени сходства и близком родстве близповерхностных и гипабиссальных фаций яньшаньских гранитов с вмещающими или близрасположенными излившимися или экструзивными липаритами.

Отсюда вытекает еще одна важная особенность Восточно-Азиатского пояса и внутриконтинентальных вулканогенных цепей — это существование геологически и петрохимически сходных, но разноглубинных магматических фаций, генетически тесно связанных и совмещенных в пространстве. Это дало основание Е. К. Устиеву [1959], М. А. Фаворской, И. М. Сперанской, а также многим другим исследователям говорить о вулкано-плутонических формациях. Более строго, очевидно, следует говорить не о формациях как таковых, а о вулкано-плутонических сериях или вулкано-плутонических ассоциациях или рядах [Быковская, Ротман, 1964].

В заключение следует рассмотреть вопрос о месте Восточно-Азиатского вулканогенного пояса в общей структуре переходной области от Тихого океана к континенту Азии. С учетом имеющихся данных о глубинном строении переходной области (Аверьянов, Вейцман и др., 1961; Андреев, 1966; Фотиади, 1961; Резанов, 1962; Рудич, 1962 и др.) была

предложена следующая схема положения вулканогенных поясов в обрамлении Тихого океана [Иициксон, 1964].

Как известно, в зоне перехода океан — континент установлены три области с корой разного рода: а) океаническая впадина с корой чисто океанического типа; б) переходная область с гетерогенной мозаичной корой, состоящей из фрагментов коры континентального, субконтинентального и субокеанического типов; эта область, ограниченная с востока глубоководным рвом, охватывает островные дуги и структуры окраинных морей; в) континентальная область с корой чисто континентального типа.

Сообразно этому выделены три крупных блока (Л. И. Красный рекомендует называть их сегмоидами) — Океанический, Переходный (он ранее был назван Буферным) и Континентальный. Переходный блок с гетерогенной перестраивающейся корой, в пределах которого локализованы Курило-Камчатская геосинклинальная область альпид, а с востока, видимо, примыкает и современная зарождающаяся геосинклиналь, ограничен двумя системами глубинных разломов планетарного масштаба. Эти две системы разломов, по-видимому, были активизированы более или менее синхронно в позднем мезозое и явились той геотектонической основой, на которой формировались вулканогенные пояса. Восточная система, вдоль сочленения Переходного блока с Океаническим, отмечающая смену океанической коры корой переходного типа, характеризуется глубоководными желобами, падающими под материк сверхглубинными разломами, поясом сейсмичности, офиолитовым поясом и цепью островных дуг, в совокупности являющихся элементами развивающегося геосинклинального пояса. Именно к этой структуре и приурочен пояс третичного и современного, преимущественно андезитового, отчасти подводного вулканизма, прослеживающийся более чем на 11 000 *км* вдоль ограничения Тихоокеанской впадины, названный в свое время андезитовой линией Тихого океана (Маршалл, 1911).

Западная система окраинно-материковых планетарных разломов, проходящая вдоль сочленения Переходного и Континентального блоков, отмечает границу между мощной сиалической континентальной корой и корой переходного типа. Эта система, как указывалось, отмечена четкой гравитационной ступенью, а также протяженным поясом магнитных аномалий. Указанная пограничная система окраинно-материковых разломов контролирует положение Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. Поскольку наиболее типичным проявлением вулканизма здесь считаются наземные излияния преимущественно кислого состава, этот вулканогенный пояс, сопоставимый по своему масштабу и значению с андезитовой линией, был назван риолитовой линией Тихого океана [Иициксон, 1964]. Восточно-Азиатский пояс вулканогенной риолитовой линии, заложившийся на разнородном, но, несомненно, консолидированном фундаменте, имел в своем основании, в отличие от андезитовой линии, мощную сиалическую кору. Формировался он в субаэральных условиях на окраине континентального поднятия, тектонически активизированного в позднем мезозое. Иными словами, структура риолитовой линии является специфическим внегеосинклинальным образованием, которое в противоположность андезитовой линии не связано в своем становлении и развитии с островными дугами или иными атрибутами геосинклинального процесса.

Таким образом, два крупнейших вулканогенных пояса обрамления Тихого океана, пояса андезитовой и риолитовой линий, ограничивающие с разных сторон весьма мобильный Переходный блок (призму с гетерогенной перестраивающей корой), являются родственными элементами единой Тихоокеанской инфраструктуры, развитие которых, однако, протекало принципиально различно в соответствии с присущими каждому из них особенностями строения коры и верхней мантии.

Восточно-Азиатский вулканогенный пояс является специфической металлогенической провинцией, занимающей как бы промежуточное положение между внутренней и внешними металлогеническими зонами Тихоокеанского рудного пояса, намеченного в свое время С. С. Смирновым (1946). В разных звеньях вулканогенного пояса, несколько различающихся по своей металлогении, установлены месторождения полиметаллических руд, олова, ртути, флюорита, алунита, а в последние годы также эпитермальные золото-серебряные месторождения.

На основе анализа глубинного строения обоснованы предпосылки для открытия также медных, медно-полиметаллических, молибденовых и медно-молибденовых месторождений прожилково-вкрапленного типа [Власов, Василевский, 1963; Йциксон, 1965].

ГЛАВА IV

МАГМАТИЗМ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЫ ТПП

САХАЛИНСКОЕ ЗВЕНО НИППОНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Характерной особенностью Сахалина, отличающей его от других районов Советского сектора внутренней части ТПП, является слабое проявление магматизма в ходе геологического развития. На Сахалине различают восемь эпох магматической деятельности: раннепалеозойскую, позднепалеозойскую, мезозойскую (доверхнемеловую), позднемеловую, позднемеловую—палеогеновую, ранне-среднемиоценовую, позднe-раннеплиоценовую и плиоцен-раннечетвертичную.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СТАДИЯ

Раннепалеозойский вулканизм изучен весьма слабо. Проявления его известны в Восточно-Сахалинских горах и Сусунайском хребте и представлены некоторыми метаморфическими породами вальзинской серии. Возраст серии определяется условно как ранне-среднепалеозойский (работы В. П. Клюева, 1962 г., Ю. М. Ковтуновича, Д. Ф. Семенова и других, 1963 г.).

К проявлениям раннепалеозойского вулканизма относят зеленые сланцы различного петрографического состава: слюдисто-альбитовые, цоизит-альбит-хлоритовые, эпидот-хлорит-кварцевые, ассоциирующие с кремнисто-яшмовидными породами. В. М. Дервиз (1915) были описаны хлорит-глаукофан-альбитовые сланцы. Среди сланцев встречаются маломощные прослои метаэффузивов и их туфов, местами сохранившие структуры исходных пород основного состава (интерсертальную, офитовую). Металлогеническая специализация пород не ясна.

К проявлениям позднепалеозойского вулканизма на Сахалине условно относят вулканические образования житницкой свиты, выделенной Ю. М. Ковтуновичем и другими в 1963 г. в западных отрогах Восточно-Сахалинских гор, и, возможно, аналоги ее на Тонино-Анивском полуострове, возраст которых, по материалам В. К. Елисеевой (1964), верхнепермский.

Вулканические породы представлены эффузивами основного и среднего состава, претерпевшими интенсивные и зеленокаменные изменения. Среди эффузивов различают базальтовые и андезитовые порфиры, их туфы, спилиты, диабазы. Изучены эти породы слабо, химические анализы не производились; металлогеническая характеристика не ясна.

Мезозойский (доверхнемеловой) вулканизм Сахалина проявился в Центральном хребте Восточно-Сахалинских гор и на Тонино-Анивском полуострове. Этот период геологической истории данного региона характеризуется энергичной подводной вулканической деятельностью, протекавшей в обстановке геосинклинального режима.

Вулканогенные образования представлены основными и средними эффузивами, ассоциирующими с яшмами и рифогенными известняками, которые, по данным Ю. М. Ковтуновича и В. О. Савицкого за 1963—1965 гг., на востоке Сахалина выделяются в остринскую свиту, а на юге — в новиковскую. Возраст свит определен на основании находок верхнеюрских кораллов, нижнемеловых аммонитов и тригоний.

По составу среди эффузивов различают спилиты, диабазы, порфириты и их туфы. Спилиты и диабазы образуют пластообразные тела мощностью до 10—50 *м*, прослеживающиеся по простиранию иногда до 5—6 *км*. Порфириты слагают покровы среди яшм и известняков мощностью не более 10 *м*. Туфы порфиритов встречаются в виде маломощных прослоев.

Для спилитов и диабазов характерна шаровая отдельность зеленовато-серой и зеленовато-бурой окраски. Спилиты часто испещрены мелкими миндалинами кальцита. В отличие от спилитов, порфириты содержат вкрапленники плагиоклаза. Спилиты обладают реликтовой интерсертальной или спилитовой структурой и состоят из альбитизированного плагиоклаза, редких зерен авгита и пылевидного магнетита.

Порфириты имеют пилотакситовую, реже гиалопилитовую структуру основной массы, состоящую из андезина, авгита, иногда разложенного вулканического стекла и акцессорных минералов — магнетита и апатита.

Диабазы — обычно полнокристаллические породы с офитовой или диабазовой структурой. В составе их определены лабрадор, авгит и магнетит. Для всех эффузивных пород очень характерны вторичные изменения: соссюритизация, хлоритизация и карбонатизация.

На границе верхней юры — нижнего мела вулканогенные образования остринской и новиковской свит были собраны в узкие линейно вытянутые изоклинальные складки преимущественно северо-западного простирания и разбиты многочисленными тектоническими нарушениями. К последним, по данным работ Ю. М. Ковтуновича и других, приурочены рудопроявления цветных металлов, марганца и железа.

По составу пород и их геологическому положению позднеюрские вулканогенные образования относятся к спилит-диабазовой формации ранних стадий развития подвижных областей.

К интрузивным образованиям мезозойского возраста весьма условно относят выходы гипербазитов в Сусунайском хребте, на Тонино-Анивском полуострове и в Центральном хребте Восточно-Сахалинских гор. Гипербазиты слагают мелкие тела в виде маломощных (от долей метра до 100, реже 150 *м*) сильно вытянутых (до 5 *км* и более) линз и даек, которые размещаются в присводовых частях антиклинальных складок и контролируются разломами, простирающимися параллельно складчатости. Изучены эти массивы слабо. Возрастное положение их остается проблематичным. Ю. М. Ковтунович и другие геологи-съемщики Сахалина возраст их принимают как позднеюрский — раннемеловой, исходя из приуроченности гипербазитов к вулканогенно-карбонатно-кремнистым толщам верхней юры (остринская и новиковская свиты). Сложены массивы серпентинитами, которые, судя по реликтовым структурам и реликтам первичных минералов (энстатита и оливина), вероятно, образовались по гарцбургитам и дунитам. С этими массивами связаны ореолы рассеяния хрома, никеля, кобальта, осмия, иридия. Предположительно гипербазиты можно отнести к дунит-гарцбургитовой формации ранней стадии развития складчатых областей.

Позднемеловые вулканогенные образования на Сахалине известны на п-ове Шмидта, в Восточном хребте и главным образом в Восточно-Сахалинских горах. Позднемеловое время Ниппонской складчатой зоны характеризуется сильным подводным вулканизмом, связанным, вероятно, с окончанием геосинклинальной стадии развития. В результате

накапливается мощная толща вулканогенных пород с прослоями и линзами известняков, яшм, радиоляритов, содержащих обильные органические остатки.

Изучены проявления позднемелового вулканизма еще недостаточно. На п-ове Шмидта, по данным Г. С. Ведерникова и других (1960), среди вулканогенных пород преобладают разнозернистые лито-кристаллокластические туфы андезитовых порфиритов, реже отмечаются покровы порфиритов, спилитов и вариолитов. Возраст этих образований определяется как сеноман-туронский.

В Восточно-Сахалинских горах, по материалам Ю. М. Ковтуновича, В. Т. Шейко и Ю. Н. Тарасевича (1960, 1961), позднемеловые эффузивные породы развиты довольно широко. Они представлены порфиритами, спилитами, диабазами, кварцевыми порфирами и их туфами. Стратиграфически эти образования входят в состав свит рымникской серии верхнесенонского возраста.

Наибольшим развитием среди названных эффузивов пользуются порфириты базальтовые и особенно андезитовые. Они образуют потоки и покровы мощностью до нескольких десятков метров. Внешне это плотные темно-серые, с зеленоватым или бурым оттенком породы, содержащие во вкрапленниках крупные таблицы серого плагиоклаза. Основная масса порфиритов имеет интерсертальную, гиалопилитовую или пилотакситовую структуру, сложенную лабрадором или андезином, авгитом, иногда разложенным вулканическим стеклом. Акцессорные минералы — магнетит, апатит.

Спилиты и диабазы встречаются относительно редко, чаще всего в верхней части разреза осадочных толщ в виде межпластовых залежей мощностью в 5—10 *м*. Это — буровато-зеленые и грязно-зеленые плотные породы. Для спилитов характерно резкое преобладание в составе альбитизированного плагиоклаза, диабазы отличаются от порфиритов полнокристаллической офитовой структурой. Все перечисленные породы подвержены вторичным изменениям, проявившимся в соссюритизации, хлоритизации и эпидотизации их минералов, ожелезнении вулканического стекла.

Химические анализы эффузивных пород рымникского комплекса имеются только для спилитов (табл. IV-1, рис. IV-1). По классификации А. Н. Заварицкого, эти породы относятся к классу слабо недосыщенных кремнекислотой и бедных щелочами пород.

На границе верхнего мела — палеогена рассматриваемые вулканогенные образования были смяты в сложные складки, разбиты многочисленными тектоническими нарушениями и прорваны большим количеством интрузий преимущественно основного и ультраосновного состава. К зонам гидротермально измененных эффузивов рымникского комплекса приурочены рудопроявления меди, свинца, цинка, марганца и железа. Рассмотренные вулканогенные породы относятся к формации базальтовых и андезитовых порфиритов геосинклинальной стадии развития.

Позднемеловой интрузивный магматизм. Позднемеловой интрузивный магматизм Сахалина проявился в формировании многочисленных массивов ультраосновного и основного состава, пространственно тяготеющих к восточной половине острова.

Расположены массивы в двух районах: на п-ове Шмидта и в Восточно-Сахалинских горах. Как правило, массивы приурочены к кремнисто-вулканогенным образованиям геосинклинальных прогибов, а внедрение их контролировалось глубинными разломами, четко прослеживающимися вдоль восточного берега Сахалина.

Самым северным районом развития гипербазитов является восточное побережье п-ова Шмидта. Впервые эти породы были отмечены Н. И. Тихоновичем (1914) на м. Левенштерна, а петрографическое описание произведено В. М. Дервиз (1915). В 1964 г. сведения о гипербази-

Средний химический состав* и числовая характеристика позднемеловых спилитов Сахалина

Окислы	Спилит (среднее из 6 анализов)	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	Окислы	Спилит (среднее из 6 анализов)	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому
SiO_2	45,7	*a*—9,8	CaO	9,99	*c'*—26,0
TiO_2	1,7	*c*—5,4	Na_2O	3,6	*φ*—7,8
Al_2O_3	14,66	*b*—28,7	K_2O	0,9	*t*—2,7
Fe_2O_3	5,86	*S*—56,1	H_2O^+	3,81	*a/c*—1,8
FeO	7,47	*n*—81,3	H_2O^-	1,31	*Q*—12,8
MnO	0,5	*f*—45,8			
MgO	4,5	*m'*—28,2			
			Сумма	100,0	

* Средний химический состав спилита вычислен А. Ф. Михайловым по анализам, заимствованным из работ Ю. М. Ковтуновича.

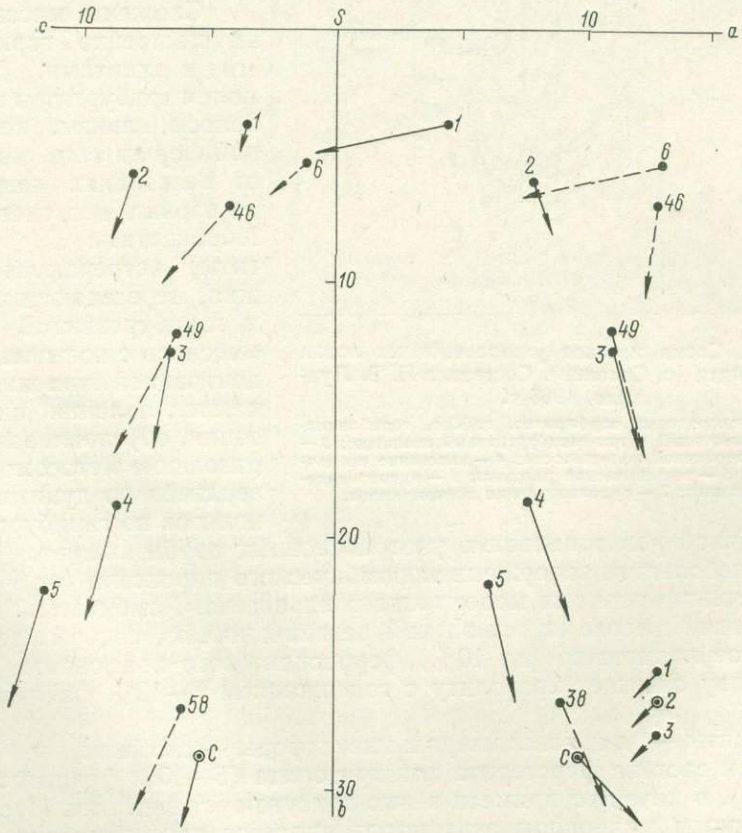


Рис. IV-1. Петрохимическая диаграмма эффузивных пород о. Сахалин.

1 — миоценовые эффузивы; *2* — позднемеловой спилит; *3* — средние типы пород по Дэли.

тах и ассоциирующих с ними основных породах были значительно пополнены в ходе проведенных геологосъемочных работ под руководством Г. С. Ведерникова и В. А. Мытарева. В 1965 г. тематические исследования по гипербазитам п-ова Шмидта проводились автором статьи.

Самый крупный массив (рис. IV-2) протягивается от устья р. Лонгри до р. Орлиной, длина его 20 *км* при ширине 1—3 *км*. Остальные мелкие тела, встречающиеся вдоль береговой линии от м. Елизаветы до р. Орлиной, по площади не превышают 1,5—0,5 *км*^{2}. Массивы расположены в сводовой части Восточной антиклинальной зоны, сложенной сильно дислоцированными эффузивно-осадочными породами сеноман-турона, и вытянуты в север-северо-западном направлении вдоль зоны разлома, совпадающей по простиранию с восточным берегом полуострова. По залеганию первичной полосчатости гипербазитов можно полагать, что их массивы представляют собой крутонаклонные линзоподобные тела, согласные со структурой вмещающих толщ.

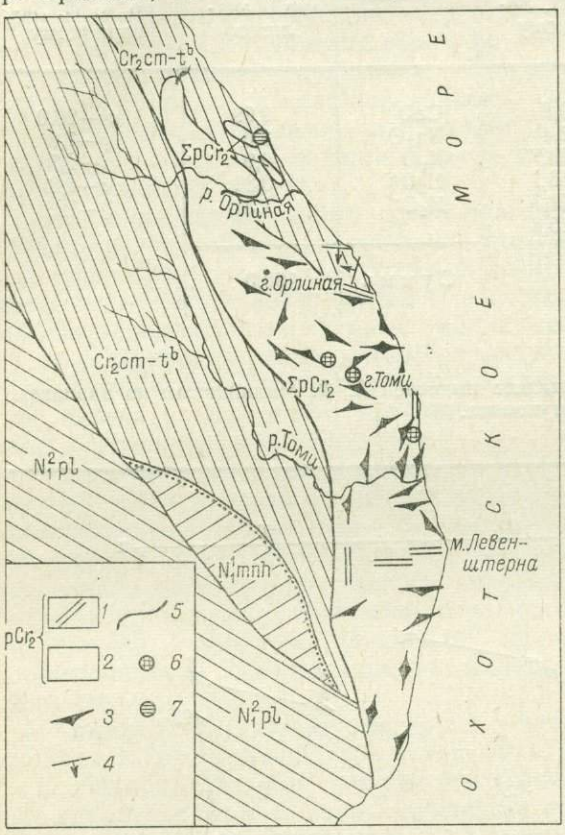


Рис. IV-2. Схема массива ультраосновных пород п-ова Шмидта (о. Сахалин). Составила Н. В. Луцкина, 1965 г.

1 — дайки диоритовых порфиритов, габбро, горнблендитов; *2* — полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс; *3* — залегание первичной полосчатости; *4* — залегание осадочных пород; *5* — тектонические разрывы; *6* — рудопроявления хромита; *7* — рудопроявления полиметаллов.

Сложены массивы преимущественно гарцбургитами и дунитами. Дуниты в поле гарцбургитов образуют полосы, линзы, неправильной формы тела мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Пироксениты (диаллагиты) встречаются в виде жил, пересекающих дуниты и гарцбургиты. В участках массивов с повышенной концентрацией этих жил наблюдаются явления пироксенизации, обусловливающей образование метасоматических верлитов по дунитам и лерцолитов по гарцбургитам.

Главной разновидностью ультраосновных пород являются гарцбургиты с небольшим содержанием ромбического пироксена (от 5 до 20%) и единичными зернами моноклинного пироксена. Ромбический пироксен представлен высокомагнезиальной разновидностью, содержащей незначительное количество (до 10%) ферросилитового компонента. Оливин по составу отвечает хризолиту с содержанием 7—13% фаялитовой молекулы.

Дуниты — анхимономинеральные породы — сложены на 95—90% оливином состава форстерита или хризолита (5—10% фаялитового компонента), в качестве примеси в них присутствует энстатит. Постоянным акцессорным минералом этих пород является хромшпинелид. Химический состав рассмотренных гипербазитов иллюстрирует табл. IV-2.

Неизмененные разновидности гипербазитов встречаются крайне редко; чаще всего они сильно серпентинизированы. Среди дунитов

Таблица IV-2

Химический состав и числовая характеристика миоценовых вулканических пород Сахалина

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5
SiO_2	76,20	63,9	58,98	54,09	47,4
TiO_2	0,66	0,62	0,89	0,77	0,66
Al_2O_3	8,96	17,03	17,81	18,29	19,96
Fe_2O_3	1,38	3,33	3,06	3,42	5,0
FeO	0,20	1,3	4,19	4,05	4,92
MnO	0,01	0,09	0,06	0,05	0,12
MgO	0,18	0,75	2,77	4,93	5,25
CaO	4,62	6,84	6,38	9,37	10,54
Na_2O	1,75	2,84	3,51	2,85	2,05
K_2O	0,55	0,9	0,65	0,81	0,58
P_2O_5	1,16	0,12	0,13	0,07	0,05
П.п.п.	1,33	1,01	0,99	0,23	0,94
H_2O^-	3,0	1,27	0,58	1,07	2,53
Сумма . . .	100	100	100	100	100
a	4,4	7,9	11,2	7,8	6,2
c	3,6	8,2	6,6	8,7	11,6
b	3,7	6,1	12,8	18,8	22,1
s	88,3	77,8	69,4	64,7	60,1
a'	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
c'	51,8	7,0	10,4	16,8	11,5
f'	38,9	71,8	52,4	37,2	44,5
m'	9,3	21,2	37,2	46,0	44,0
n	94,3	81,8	65,7	83,6	85,3
t	0,6	0,7	1,0	0,9	0,9
φ	33,3	49,4	20,7	15,7	20,9
Q	64,2	+31,6	+9,8	+5,1	—3,8
a/c	1,2	0,9	1,7	0,9	0,5

* Номер анализа: 1 — липарит (1 анализ); 2 — дацит (среднее из 2 анализов); 3 — андезит (среднее из 4 анализов); 4 — андезито-базальт (среднее из 4 анализов); 5 — базальт (среднее из 6 анализов). Средние составы вычислены А. Ф. Михайловым по анализам, заимствованным у В. Ф. Ерохова, В. Н. Шилова и др .

массива выявлены интересные рудопроявления хромита, в зонах интенсивной серпентинизации отмечен тонкопрожилковый хризотил-асбест.

По геологической позиции и петрографическому составу гипербазиты п-ова Шмидта относятся к дунит-гарцбургитовой формации ранних стадий развития складчатых областей.

В Восточно-Сахалинских горах сосредоточено наибольшее количество ультраосновных массивов и связанных с ними габброидов (бассейны рек Березовой, Ягодной, Нерпичьей и др.). В структурном отношении массивы приурочены к зоне глубинных разломов, следующих в север-северо-западном направлении согласно с простиранием основных тектонических структур района.

Для массивов весьма характерны небольшие размеры тел площадью до 15 *км*^{2} и удлиненно-овальная форма в плане. Чаще всего массивы залегают в ядрах синклинальных складок, сложенных кремнисто-эффузивными отложениями позднего сенона, которые они прорывают и метаморфизуют. Породы массивов обладают четко выраженными элементами прототектоники. Центроклинальное падение полосчатости и трахитоидности, а также поверхности контактов массивов указывает на

их воронкообразную форму, подобную форме платиноносных гипербазит-габбровых тел Среднего Урала.

Состав массивов Восточно-Сахалинских гор сложный, причем разнообразие пород, как правило, увеличивается с возрастанием роли габбро в них (Березовский массив).

Самыми ранними по времени образования являются гипербазиты, представленные пироксенитами, перидотитами и дунитами. Преобладают из них первые, дуниты встречаются редко в виде полос и линз, мощность которых достигает 30—50 *м* только в относительно крупных гипербазитовых телах. Пироксениты по составу отвечают диаллагитам, вебстеритам, перидотиты — верлитам, лерцолитам и гарцбургитам; ведущее значение имеют разновидности пород с моноклинным пироксеном.

Взаимоотношения гипербазитов и габбро определяются тем, что габбро прорывают пироксенит-перидотитовый полосчатый комплекс, содержат его ксенолиты и метасоматически перерабатывают их, обусловливая появление гаммы пород промежуточного состава. Габбро являются самыми распространенными породами в рассматриваемых массивах. Среди них различаются габбро-нориты, состоящие из лабрадора или лабрадор-битовнита (45—60%), гиперстена (25—30%), диопсида (15—20%) и акцессорного магнетита и апатита. Кроме того, нередки и нориты, сложенные лабрадором (до 85%) и гиперстеном; акцессорные минералы те же. Габбро в большинстве случаев интенсивно уралитизированы.

Все перечисленные породы пересекаются многочисленными жилами габбро-пегматитов, в свою очередь подверженных калиевому метасоматозу. С позднемеловыми гипербазит-габбровыми массивами Восточно-Сахалинских гор связаны небольшие рудопроявления хромита в дунитах, проявления минерализации иридистой платины, осмистого иридия, палладия, а также ореолы рассеяния никеля, кобальта и меди (Ковтунович и другие, 1960).

Формационная принадлежность этих массивов не совсем ясна. Отдельные признаки (обилие пироксенитов, платина в хромитовых линзах, широкое развитие габбро, форма интрузий) сближают их с дунит-пироксенит-габбровой формацией, другие (преобладание в гипербазитовой части перидотитов, среди которых встречаются и гарцбургиты) — с дунит-гарцбургитовой. По-видимому, интрузивные образования этих массивов следует рассматривать как своеобразную формацию переходного типа.

ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ И ИНВЕРСИОННАЯ СТАДИИ

Интрузивный магматизм позднего мела — палеогена представлен серией небольших массивов гранитоидного состава, развитых в Центральном хребте Восточно-Сахалинских гор (бассейны рек Мулейка, Муйка, Лангери, Оленья, Вальза и др.), и двумя довольно крупными массивами на Тонино-Анивском полуострове.

В своем расположении гранитоиды Центрального хребта тяготеют к осевой части антиклинория, разбитого разрывными нарушениями север-северо-западного простирания. Форма массивов удлиненно-овальная, вытянутая по длинной оси в том же направлении. Размеры массивов не превышают нескольких десятков квадратных километров (Лангерийский — 30 $км^2$, Вальзинский — 10 $км^2$, Дербышевский — 5 $км^2$).

В пределах Тонино-Анивского полуострова известны два самых крупных на Сахалине массива гранитоидов — Охотский на севере (40 $км^2$) и Анивский на юге (60 $км^2$). Оба массива вытянуты в меридиональном направлении согласно простиранию складчатости вмещающих толщ.

Вмещающими породами для гранитоидов Центрального хребта служат осадочные отложения верхней юры и позднего сенона (березовская свита), которые они рвут и контактово-метаморфизуют. Абсолютный возраст гранитоидов Лангерийского массива, по данным В. П. Клюева, полученным в 1959 г., составляет 66 млн. лет, что соответствует позднему мелу. Исходя из изложенного, сахалинские геологи-съемщики относят гранитоиды Восточно-Сахалинских гор к позднемеловому — палеогеновому возрасту. Относительно возраста гранитоидов Тонино-Анивского полуострова, прорывающих верхнеюрские (?) отложения, единого мнения не существует (Гальцев-Безюк, 1963). Однако, по мнению большинства сахалинских геологов-съемщиков, гранитоиды этого района следует относить к образованиям позднего мела на основании большого сходства их минералогического и химического составов, постмагматической полезной минерализации и одинаковой жильной фации с гранитоидами Восточно-Сахалинских гор.

Состав рассматриваемых гранитоидов сильно варьирует. Породы представлены биотитовыми гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. В зоне эндоконтакта относительно крупных массивов и в мелких дайкообразных телах и штоках названные породы приобретают порфировидное строение и даже переходят в гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и фельзитовые порфиры. Между собой гранитоиды связаны постепенными переходами.

Содержание минералов, слагающих гранитоиды, колеблется в широких пределах: кварц — от 10% в кварцевых диоритах до 35—40% в гранитах, плагиоклаз — от 10% в миаролитовых гранитах до 65% в плагиогранитах, калиевый полевой шпат — от 1—2% в плагиогранитах до 60% в миаролитовых, биотит — до 15—20%, роговая обманка и диопсид — до 10—15% в кварцевых диоритах.

По химическому составу гранитоиды Сахалина (табл. IV-3, рис. IV-3) являются породами, пересыщенными кремнеземом, с несколько заниженным содержанием полевошпатовой извести и умеренно богатыми щелочами, с незначительным преобладанием натрия над калием в гранитах.

Гранитоиды сопровождаются многочисленными дайками близкого им состава пород. В зоне контакта интрузий обычны кварцевые жилы. Простирание даек и жил совпадает с удлинением массивов, углы падения крутые, до 70—80%. С гранитоидами связаны ореолы рассеяния золота (возможно, и коренное в бассейне рек Лангери и Дербышева), вольфрамита, касситерита и редких земель. По составу и условиям формирования гранитоиды следует отнести к гранодиоритовой формации инверсионной стадии развития складчатых областей.

Проявления вулканизма ранне-среднемиоценового возраста развиты на территориально разобщенных площадях западной половины Сахалина. В этот этап геологической истории острова вулканическая деятельность протекала в прибрежно-морских условиях. С нею связано образование характерной ассоциации основных лав, разнообразных, нередко грубообломочных, пирокластических пород и вулканомиктовых осадочных образований с обильными органическими остатками (Ерохов, Шилов, 1968). Наиболее полно продукты вулканизма представлены в Западно-Сахалинских горах, где они входят в состав отложений аракайской и чеховской свит, в меньшей степени — на п-ове Шмидта, где слагают агневскую свиту. По составу среди эффузивных пород преобладают андезиты, базальты и андезито-дациты. Они образуют потоки, покровы, реже дайки и некки. Пирокластические породы слагают прослои и линзы.

Порфировые выделения в наиболее распространенных породах — андезитах — представлены плагиоклазом (основной лабрадор) и реже авгитом. В основной массе присутствуют плагиоклаз, авгит, магнетит

Таблица IV-3

Химический состав и числовая характеристика позднемеловых гипербазитов Сахалина

Окислы	1*	2	3	Числовые характеристики по Н. Д. Соболеву	1*	2	3
SiO_2	38,32	38,40	41,33	$2c$	1,0	4,2	9,3
TiO_2	0,04	0,04	0,13	s	37,6	36,6	38,6
Al_2O_3	1,09	1,76	4,10	b	61,4	59,2	52,1
Fe_2O_3		5,28	3,52	$M:F$	7,4	6,7	5,0
FeO	8,79	5,11	7,34	Z	70,2	71,5	61,7
MnO	0,11	0,12	0,09	Y	21,9	27,3	17,3
MgO	36,73	37,85	29,91	X	7,9	1,2	21,0
CaO	0,48	0,27	6,87	h	41	48	30,6
Na_2O	—	0,16	0,15	$\frac{FeO}{MnO}\cdot 100$	13,4	14,7	19,8
K_2O	—	—	0,24				
H_2O	13,87	0,86	0,46				
П.п.п.		10,05	6,65				
P_2O_5	0,03	0,03	0,05				
SO_3	0,11	0,03	0,07				
Cr_2O_3	0,27	0,33	Не опр.				
NiO	0,27	Не опр.	„				
Сумма	100,11	100,29	100,91				

* Номер анализа: 1 — серпентинит, п-ов Шмидта (среднее из 4 анализов); 2 — гарцбургит (среднее из 4 анализов); 3 — лерцолит, Восточно-Сахалинские горы (среднее из 3 анализов). Средний химический состав пород вычислен по анализам, заимствованным из работ С. Д. Гальцева-Бизюка (1963) и Ю. М. Ковтуновича, выполненных в 1960—1961 гг.

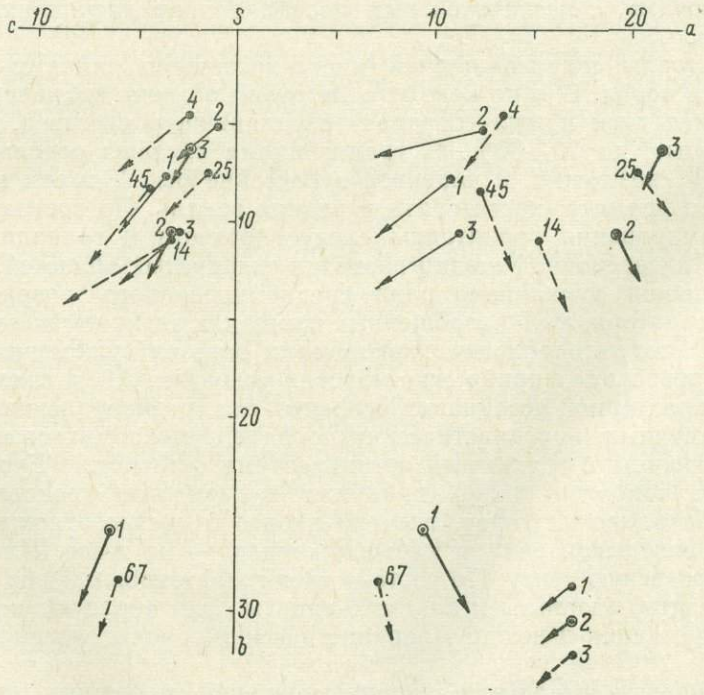


Рис. IV-3. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород Сахалина.

1 — позднемеловые — палеогеновые гранитоиды; *2* — плиоценовые породы субщелочного состава; *3* — средние типы пород по Дэли.

и девитрифицированное вулканическое стекло. Структура основной массы гиалопилитовая, иногда пилотакситовая.

Порфировые выделения базальтов сложены плагиоклазом (битовнитом, реже анортитом), авгитом, а также оливином. В составе основной массы отмечаются плагиоклаз (кислый лабрадор), авгит, магнетит и вулканическое стекло. Структура интерсертальная, долеритовая, гиалопилитовая.

По химизму данные породы соответствуют породам известково-щелочного ряда типа Пеле (табл. IV-4). Индекс родства по Риттману равен 0,5—1,7.

Таблица IV-4

Химический состав и числовая характеристика гранитоидов позднего мела — палеогена Сахалина

Окислы	1*	2	3	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3
SiO_2	69,22	73,85	66,97	*a*	10,9	12,5	11,3
TiO_2	0,39	0,23	0,52	*c*	3,6	1,0	2,9
Al_2O_3	15,66	14,65	16,27	*s*	7,7	5,1	10,5
Fe_2O_3	1,64	1,40	0,78	*b*	77,8	81,4	75,3
FeO	1,50	0,31	2,91	*a'*	35,6	56,70	40,3
MnO	0,20	0,08	0,05	*f'*	36,4	28,9	32,3
MgO	1,34	0,46	1,72	*m'*	28,0	14,4	27,3
CaO	2,95	0,81	2,45	*n*	65,9	56,3	58,51
Na_2O	3,18	3,32	2,98	*Q*	30,0	37,75	25,05
K_2O	2,76	3,96	3,19	*a/c*	5,5	4,6	3,9
H_2O	0,15	0,12	0,70	Кол-во анализов	5	2	10
P_2O_5	0,09	0,02	0,11				
SO_3	0,12	0,18	0,18				
П.п.п.	0,73	0,85	0,93				
Сумма	99,93	100,24	99,76				

* Номер анализа: 1 — порфировидный гранит (среднее из 5 анализов); 2 — миаролитовый гранит, Восточно-Сахалинские горы (среднее из 2 анализов); 3 — гранодиорит, Тонино-Анивский полуостров (среднее из 10 анализов).

Средний состав гранитоидов вычислен по химическим анализам, заимствованным из работы С. Д. Гальцева-Безюка (1963).

К зонам гидротермально измененных эффузивов приурочены рудопроявления мышьяка, ртути, золота, полиметаллов, вольфрама, редких земель.

К проявлениям интрузивного магматизма среднемиоценового возраста относят серию мелких тел: штоков, даек, силлов, развитых в бассейне рек Макарова, Лозовая, Лесная Иня, Дудинка и др. (восточные отроги Западно-Сахалинских гор). В структурном отношении эти тела располагаются в зоне сочленения Западной и Центральной структурно-формационных зон Сахалина, будучи приуроченными к разрывным нарушениям субмеридионального простирания.

Возраст интрузий определяется с некоторой долей условности, так как известна только их нижняя возрастная граница по прорыванию осадочных отложений нижнего — среднего миоцена (холмская свита).

Размеры штоков не превышают нескольких километров в поперечнике, мощность даек достигает 50 *м*. Сложены интрузии габбро-диоритами, диоритами и диоритовыми порфиритами. Состоят породы из пла-

гиоклаза, представленного андезином и лабрадором (40—60%), кварца (5—10%), авгита (10—20%), гиперстена (до 10%), реже биотита (до 5%), изредка в небольших количествах присутствует калиевый полевой шпат.

Химические анализы этих пород отсутствуют. По данным работ Ю. М. Ковтуновича в 1964 г., со среднемиоценовыми интрузиями диоритов связаны проявления минерализации и ореолы рассеяния мышьяка, ртути, свинца, цинка, вольфрама, редких земель, германия.

Рассмотренные породы относятся к диорит-гранодиоритовой (проявленной только в диоритовой ее составной части) магматической формации инверсионной стадии развития складчатой области.

ПОСТИНВЕРСИОННАЯ СТАДИЯ

Вулканогенные образования позднего миоцена — раннего плиоцена имеют локальное развитие на Сахалине. Они известны на п-ове Терпения в р-не м. Пята и горы Лиман, а также в Восточно-Сахалинских горах, где слагают водораздел рек Березовки и Ягодной.

Впервые вулканогенные породы позднего неогена преимущественно субщелочного среднего состава выделены при геологической съемке Восточно-Сахалинских гор Ю. М. Ковтуновичем, В. И. Шейко, Ю. Н. Тарасевичем в 1960 г. и отнесены к образованиям лиманской свиты. Возраст свиты определен по находкам фауны в песчаниках, гравелитах, реже туфах, подстилающих потоки и покровы эффузивов. До названных исследователей эти эффузивы С. С. Дарбитен в 1953 г. и А. А. Капица (1958) относили к чеховской свите (ранний — средний миоцен). Условия формирования образований лиманской свиты были субаэральными. Продукты вулканической деятельности в значительной части представлены переотложенным вулканогенным материалом. В целом для состава эффузивов характерна смена более основных пород более кислыми, от базальтов и андезито-базальтов через андезиты к риолитам. Вулканогенная толща заключает в себе серию секущих даек, пластовых залежей и лакколитоподобных тел, представленных трахиандезитами, трахидацитами и реже трахилипаритами.

Порфировые выделения в названных породах сложены плагиоклазом (средний и основной андезин), авгитом, роговой обманкой и биотитом. В кислых членах этого ряда пород появляется кварц и вместо плагиоклаза — калиевый полевой шпат. Структура основной массы трахитовая, переходящая участками в пилотакситовую, а в более основных породах в микродолеритовую.*

С зонами гидротермально измененных эффузивов позднего неогена установлены рудопроявления мышьяка, ртути, золота, цветных металлов, олова, редких земель.

Плиоценовый интрузивный магматизм Сахалина знаменателен габбро-долеритовыми интрузиями субщелочного состава, проявившимися в виде лакколитов, штоков, пластовых и секущих даек на западном побережье острова, в Лесогорском районе.

Возраст интрузий определяется тем, что они прорывают отложения верхнего миоцена. Верхняя возрастная граница их не совсем ясна. По этому поводу А. А. Капица (1960) писал, что возраст субщелочных интрузий не древнее позднего миоцена, но и не моложе позднего плиоцена. Ю. М. Ковтунович относит эти интрузии к плиоценовым образованиям.

* Химические анализы этих пород приведены в статье В. Ф. Ерохова (Геология и геофизика, 1964, № 7). Однако использовать их оказалось невозможным из-за недоброкачественности: во всех 11 анализах отсутствуют определения содержания MgO при сумме окислов, равной 99,76—100,72 вес.%, тогда как в пересчетах на числовые характеристики А. Н. Заварицкого приводятся значения неизвестно откуда взявшейся величины m'.

Специальным изучением пород субщелочного комплекса не занимались. Известно (А. А. Капица, 1960; В. Ф. Ерохов, В. Н. Шилов, 1963), что в строении массивов резко преобладают субщелочные долериты, в центральных частях более крупных тел появляются монцониты и даже сиениты. Долериты сложены плагиоклазом (андезин), анортоклазом, титан-авгитом, титанистым биотитом, анальцимом и небольшим количеством баркевикита. Акцессорными минералами являются ильме-

Таблица IV-5

Химический состав и числовая характеристика плиоценовых интрузивных пород Сахалина

Окислы	1*	2	3	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3
SiO_2	47,46	55,08	59,61				
TiO_2	2,02	1,43	0,67	*a*	9,7	19,4	21,6
Al_2O_3	16,64	18,64	19,31	*c*	6,4	3,2	2,2
Fe_2O_3	3,60	3,77	2,59	*b*	25,9	10,5	6,2
FeO	6,26	3,35	2,23	*s*	58,0	66,9	70,0
MnO	0,10	0,1	0,10	*a'*	—	—	8,4
MgO	6,26	1,44	0,68	*f'*	37,0	66,5	73,4
CaO	9,57	3,48	1,80	*m'*	42,8	24,1	18,2
Na_2O	3,32	6,33	6,47	*c'*	20,2	11,4	—
K_2O	1,29	3,28	4,21	*n*	79,0	74,4	70,8
P_2O_5	0,22	0,28	0,25	*Q*	—9,9	—8,2	—5,0
SO_3	—	—	0,03	*a/c*	1,5	6,0	8,6
H_2O^+	2,87	1,42	1,10				
H_2O^-	0,58	0,46	0,26				
П.п.п.	—	0,50	0,82				
Сумма	100,19	99,56	100,13				

* Номер анализа: 1 — долерит (среднее из 6 анализов); 2 — сиенит (среднее из 5 анализов); 3 — щелочной сиенит, Западный Сахалин, Лесогорский район (среднее из 7 анализов). Средний состав пород вычислен по химическим анализам (Яги, 1953; Шилов, 1957), заимствованным из работы М. И. Попковой и др. (1961).

нит, магнетит, сфен и апатит. Монцониты и сиениты состоят из плагиоклаза, микропертита, эгирин-авгита, керсутита, титанистого биотита, анальцима. Акцессорные минералы те же, что и в долеритах.

Имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы этих пород (табл. IV-5) указывают на принадлежность их к субщелочным долеритам, сиенитам и щелочным сиенитам, которые от соответствующих средних типов по Р. Дэли (см. рис. IV-3) отличаются более высоким содержанием щелочей с резким преобладанием натрия над калием и в самом кислом члене рассматриваемых пород пересыщенностью глиноземом.

К рассмотренным массивам приурочены мелкие шлиры сегрегационного магнетита, а также вкрапления и прожилки пирита, пирротина и халькопирита. Полагают также, что с ними связаны ореолы рассеяния киновари и золота.

По петрографическому составу и геологической позиции эти породы относятся к формации щелочных габброидов и сиенитов поздней стадии развития складчатых областей.

Проявления плиоцен-раннечетвертичного вулканизма на Сахалине имеют локальное распространение. Наиболее полно они представлены

на Ламононском полуострове, менее — в Тымь-Поронайской депрессии, Восточно-Сахалинских горах и на Тонино-Анивском полуострове.

Вулканическая деятельность на Ламанонском массиве, по данным В. Ф. Ерохова и В. Н. Шилова, началась подводными излияниями основной магмы, образовавшей потоки подушечных лав и гиалокластитов, которые залегают в нижних частях нормально-осадочных отложений маруямской свиты. Последующие этапы вулканической деятельности протекали в наземной обстановке и привели к образованию лавовых потоков, пирокластических и реже вулканомиктовых образований. Закончились проявления вулканизма на Ламононском массиве выжиманием экструзивных куполов. Породы рассматриваемого массива представлены оливиновыми базальтами, долеритами, адезитами и дацитами.

Характер вулканической деятельности в Тымь-Поронайском районе во многом был тождествен вышеописанному. Здесь первоначальное формирование вулканических образований происходило также в морской среде одновременно с накоплением нормально-осадочных отложений нутовской свиты. Позже вулканические процессы протекали в субаэральных условиях и закончились внедрением экструзивного купола риодацитов. Внедрению купола предшествовали выбросы дацитовых и андезитовых туфов и излияния базальтов.

В Восточно-Сахалинских горах и на Тонино-Анивском полуострове проявления плиоцен-раннечетвертичного вулканизма прослеживаются в виде маломощных потоков даек, экструзивных куполов. По составу продукты данной эпохи вулканизма представлены базальтами, долеритами, андезитами, андезито-базальтами и дацитами. Порфировые выделения в них сложены плагиоклазом (кислый и средний битовнит), авгитом, оливином (хризолит), гиперстеном и в более кислых членах ряда — роговой обманкой. Основная масса — интерсертальная, офитовая и гиалопилитовая — состоит из плагиоклаза, пироксена, магнетита и вулканического стекла.

По химизму породы плиоцен-раннечетвертичного вулканизма являются типичными представителями известково-щелочных пород Тихоокеанской зоны земного шара и соответствуют типу Пеле, обнаруживая одновременно большое сходство с новейшими породами Японских островов (Ерохов, Шилов, 1963, 1964).

Металлогеническая специализация проявлений плиоцен-раннечетвертичного вулканизма не ясна. По составу и условиям формирования эти вулканогенные образования относят к базальт-андезитовой формации.

ОХОТСКО-КОРЯКСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

КОРЯКСКО-АНАДЫРСКИЙ РАЙОН

Средний палеозой. Выходы вулканогенных отложений, условно относимых к среднему палеозою, тяготеют к ядрам крупнейших современных антиклинальных сооружений и, как правило, ограничены разломами. На западе, в Пенжинском кряже и Майнских горах (Таловско-Майнское поднятие), примером среднепалеозойского (девонского) вулканизма считается ильпенейская свита. Она подробно изучена А. Ф. Михайловым (1955—1962). Отложения свиты обнажаются в виде полос меридионального простирания, шириной до 9 *км* и длиной до 40 *км* в междуречье Большой Упупкин — Таловка. Согласно Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецову (1965, 1966), свита разделена на две толщи, между которыми залегает пластовая интрузия габбро. Предполагается, что девонский возраст следует сохранить только за верхней толщей, в которую включены тектонические блоки известняков девона. Нижняя же

толща, имеющая более высокую степень метаморфизма, может быть древнее.

Нижняя толща отличается повсеместным интенсивным метаморфизмом слагающих ее образований, которые представлены эффузивами и, возможно, туфами основного состава, с редкими прослоями и линзами кремнистых пород. Характерным компонентом являются глауконит-лавсонит-эпидотовые и тальк-хлорит-карбонатные сланцы, вероятно являющиеся продуктами метаморфизма эффузивов. Верхняя толща менее метаморфизована и на две трети состоит из альбитизированных порфиритов и их туфов. Первичные минералы эффузивов — плагиоклаз и моноклинный пироксен, как правило, почти нацело замещены альбитом, эпидотом, хлоритом, актинолитом, пумпеллиитом и пренитом.

Петрохимическая характеристика, по данным этих же авторов, указывает на близость вулканогенных пород нижней толщи к щелочным оливиновым базальтам океанического типа по содержанию ряда компонентов (Al, Mg, Na и Fe). Для верхней толщи химические свойства альбитизированных порфиритов почти аналогичны траппам и отличаются более высоким содержанием Na и уменьшением Ca и Fe.

Достоверные признаки вулканической деятельности установлены в нижнекаменноугольных отложениях высокогорской свиты в северной части Пенжинского кряжа (И. М. Мигович, 1961). Здесь в средней части свиты присутствуют прослои альбитизированных андезитовых порфиритов, а в осадочных породах отмечается повышенное количество пирокластического материала. В верхней части разреза той же свиты имеются прослои витрокристаллокластических туфов и покровы кварцевых порфиров и андезитовых порфиритов.

Наконец, крупный участок среднепалеозойского магматизма выделяется в бассейне р. Хатырки (И. М. Русаков, 1958, 1964). Магматические проявления представлены лавами и туфами преимущественно основного состава и залегающими среди них массивами гипербазитов и сложно дифференцированными интрузивами от габбро до плагиогранитов. Все эти образования претерпели значительный метаморфизм, что наряду с другими признаками дает основание И. М. Русакову считать их офиолитовой формацией средне-верхнепалеозойского возраста. Эти же магматические породы на левобережье р. Хатырки Ю. Б. Гладенков (1961) отнес к нижнему мелу. Не вдаваясь в обсуждение этого вопроса, подчеркнем лишь, что речь идет об одних и тех же образованиях и разделять их на две разновозрастные группы, как это сделано Л. И. Аникеевой (1965) в последней сводке, нет оснований. В настоящей работе принята точка зрения Ю. Б. Гладенкова.

Поздний палеозой — мезозой. Как и в предыдущем случае, сведения о магматической деятельности в период нижнего триаса — средней юры исчерпываются упоминаниями исследователей о пирокластических и реже эффузивных породах в составе соответствующих терригенных отложений. Однако эти отложения, несмотря на ничтожную площадь выхода, надежно датированы палеонтологическими находками. Наиболее широко они распространены в Таловско-Майнском поднятии. В северо-западной части последнего туфогенные породы и отдельные потоки андезитов встречаются по всему разрезу триаса и юры. Известны они и в средней части поднятия (верховья р. Майн), а также на юго-западе у побережья Пенжинской губы. На юго-западном простирании этой зоны, вдоль побережья Охотского моря, распространены одновозрастные отложения, отличающиеся значительной мощностью и обилием вулканогенных пород. Это обстоятельство подтверждает проявление активного магматизма в рассматриваемом периоде у границы кайнозойской складчатой области. Во внутренней части района известны находки магматических пород в конгломератах верхнего триаса (А. В. Дитмар, И. М. Русаков, 1958, 1962). И. М. Русаковым (1964) в восточной части

Корякского нагорья предположительно выделяются значительные по площади поля триасово-юрских образований, в составе которых немалая роль принадлежит вулканогенным породам.

Таловский интрузивный комплекс (выделен А. Ф. Михайловым) представлен на западе района двумя группами массивов — Куюльской и Усть-Бельской. Они располагаются соответственно в юго-западном и северо-восточном окончаниях Таловско-Майнского поднятия, вблизи осложняющих его поперечных структур. На востоке Корякского нагорья к этому комплексу условно относятся цепочки гипербазитовых интрузий, вытянутые в широтном направлении на 100—150 *км* вдоль тектонических швов, ограничивающих с севера Научирынайский и Пикасьваям-Хатырский антиклинории.

Куюльская группа помимо одноименного массива, обладающего размером около 650 $км^2$, включает в себя несколько десятков интрузий не более 100 $км^2$, которые сосредоточены в Таловских горах и на побережье Пенжинской губы. Впервые этот участок посещен в 1933 г. Б. В. Хватовым, отнесшим интрузии к палеозою. Впоследствии Н. М. Янчук, М. Н. Кожемяко и другие подробно изучали отдельные группы интрузивных тел и пришли к выводу об их мезозойском, скорее всего верхнемеловом, возрасте. Аналогичную точку зрения высказывает В. М. Богидаева. Иного мнения придерживался А. Ф. Михайлов, обобщивший результаты многих исследований и собственные наблюдения. Для Куюльского массива им в качестве контактового воздействия описываются новообразования карбоната, цеолитов, частичная перекристаллизация, одновременно вдоль контакта отмечаются мощные зоны брекчирования (до 200 *м*). Массив залегает среди кремнисто-вулканогенных отложений кингивеемской свиты раннего мезозоя, претерпевших зеленокаменное перерождение, но каких-либо специфичных изменений около интрузии в них не наблюдается, так же как и в палеозойских известняках, встречаемых в виде останцов кровли. Форма массива лентообразная, вытянут он в северо-восточном направлении, параллельно разломам, ограничивающим Таловское поднятие.

Для массивов побережья Пенжинской губы характерны полого секущие и пластовые формы залегания и согласное положение в структуре вмещающих пород. Другой их особенностью является интенсивная брекчированность. Зоны брекчирования есть и в монолитных телах гипербазитов, в которых отмечается полосчатое распределение породообразующих минералов, чаще всего параллельно удлинению массива. Ведущей разновидностью гипербазитов являются гарцбургиты, реже дуниты, лерцолиты и верлиты, в значительной степени, а иногда целиком серпентинизированные. В виде жилообразных и дайковых тел их рассекают пегматитовые габбро, нориты, пироксениты. В последнее время появились сведения о наличии обломков гипербазитов и зерен хромита в туфобрекчиях баррема-апта. Таким образом, если не считать последнего факта, никаких определенных данных о взаимоотношениях гипербазитов и вмещающих пород нет. Достоверные случаи активного контакта с меловыми образованиями известны лишь для секущих тел пироксенитов, габбро, реже серпентинитов, принадлежность которых к таловскому комплексу не доказана.

Крупнейший в районе Усть-Бельский массив (1500 $км^2$) впервые осмотрел и опробовал И. А. Скляров в 1932 г. В 1949 г. восточная часть его была изучена Г. Г. Кайгородским, который установил по юго-восточной периферии широкое распространение измененных габбро. Ксенолиты сходного габбро встречаются в гипербазитах, рассеченных жилами тех же габбро. По всей видимости, за ксенолиты были приняты останцы кровли. Во всяком случае, последующими работами подтверждено более позднее внедрение габбро, для которого имеется определение абсолютного возраста (табл. IV-6). Габбро полукольцом окаймляет гипер-

базиты с юга, причем создается впечатление, что плоскость контакта между ними полого падает под габбро. С вмещающими породами гипербазиты граничат по разломам. Обломки их обычны в отложениях верхнего сенона.

Складчатые сооружения Майнского поднятия при подходе к массиву обнаруживают тенденцию к «обтеканию». Судя по наличию гравитационной аномалии, размеры массива значительно больше вскрытой части, а сам он несколько вытянут в северо-западном направлении.

На востоке Корякского нагорья верхний возрастной предел интрузий таловского комплекса устанавливается по наличию зерен хромита в протолочках осадочных пород верхнего триаса, валанжина и сенона. Кроме того, обломки серпентинитов обнаружены в базальных горизонтах баррем-аптских (?) осадочно-вулканогенных пород в бассейне р. Чирынай (Я. К. Усенко, И. С. Розенблюм, 1963—1964). В качестве контактовых образований И. М. Русаков описывает амфиболиты вблизи границы Четкинваамской интрузии и вмещающих кремнисто-вулканогенных отложений палеозоя (?) в бассейне р. Хатырки (1955—1956). По данным И. И. Акрамовского и Л. И. Середы (1964), наблюдалось налегание кремнистых отложений на образования типа коры выветривания (мощность до 12 *м*), состоящие из белой и голубоватой глиноподобной массы с обломками оталькованных и карбонатизированных серпентинитов. Упомянутые амфиболиты залегают в виде дайкообразных тел среди образований этой коры (рис. IV-4). Размеры аномального магнитного и гравитационного полей свидетельствуют о широком распространении интрузии под вмещающими породами. Интрузии в районе правых притоков р. Великой залегают часто в виде пластинообразных тел вдоль плоскостей надвигов, падающих в северном направлении под углом 20—30°, или образуют тектонические останцы, деформированные вместе с вмещающими породами. Вероятно, по этой причине они совершенно не выражаются в гравитационном поле, несмотря на относительно крупные размеры — до 250 *км*^{2} (Тамватнейский массив).

Внутреннее строение, соотношения отдельных разновидностей в общем сходны для всех перечисленных массивов. Неизмененные гипербазиты — обычно темные средне-крупнозернистые породы, изредка слабо порфировидные с панидиоморфной, иногда гипидиоморфной и пойкилитовой микроструктурой. Для жильных дериватов характерна крупнозернистость, а для габбро — полосчатые текстуры, офитовые и пойкилитовые структуры. Состав важнейших разновидностей пород иллюстрируется табл. IV-7.

В интрузиях таловского комплекса широко проявлены процессы вторичных изменений. К автометаморфическим может быть отнесена первичная серпентинизация, определяемая по микроструктуре (петельчатая и решетчатая структура серпентинитов, сложенных баститом и антигоритом). Серпентиниты широко распространены вдоль тектонических трещин и у контактов с более молодыми интрузиями. Кроме них встречаются жильные тела карбонатных пород, содержащие редкие минералы: ксонотлит, пектолит и др. К послемагматическим образованиям могут быть условно отнесены прожилки хризотилового и амфиболового асбеста, тальк-карбонатные породы, линзы серпофита. Для пироксенитов и габбро характерны процессы амфиболизации и как более поздняя стадия образование амфибол-цоизитовых сланцев. Некоторые исследователи полагают, что образование лавсонит-глаукофановых сланцев и гранатсодержащих пироксенитов — также процессы, связанные со становлением гипербазитовых интрузий.

Петрохимические особенности интрузий (рис. IV-5) показывают, что валовый состав гипербазитов приближается к апогарцбургитовому или аподунитовому серпентиниту с несколько пониженным количеством кремнекислоты, устойчиво высоким параметром M/F (6,2—13,4), пони-

Таблица IV-6

Определение абсолютного возраста пород аргоновым методом

№ образца	Порода	Комплекс	Место взятия образца	Возраст, млн. лет	Возраст геологический	Автор коллекции и год
1452	Амфибол-биотитовый гранит	Левоанадырский	р. Травка	81	Предальбский	В. Н. Завражнов, 1968 г.
1254	Гранит		р. Ворожея	77	Предаптский	Э. Б. Невретдинов, 1964 г.
658	Гранодиорит		р. Убиенка	95	Верхний мел	Б. Д. Трунов, 1962 г.
1657	Амфиболовый гранодиорит		р. Кавральянская	61,5	То же	Б. Д. Трунов, 1961 г.
1077	Амфибол-биотитовый гранодиорит		р. Баранья	61,0	Нижний мел	Э. Б. Невретдинов, 1964 г.
1169	Граносиенит		„	62,0	Верхний мел — палеоген	То же
190	Плагиогранит		Северная часть хр. Пекульней	89	Предаптский	В. А. Захаров, 1961, 1962 гг.
194	Аляскитовый гранит		То же	87	„	То же
43/1	То же		„ „	93	„	„ „
84	Плагиогранит		„ „	57	„	„ „
А-26	Гранодиорит		Кряж Ушканий	85	Предальбский	И. И. Акрамовский, 1962 г.
31-1	Дайка плагиогранитов		Хр. Золотой	91	Нижний мел	Е. Н. Белов, 1964 г.
31-1-А	Габбро-диабаз (пластовое тело)		То же	186	То же	То же
			Кроме того, из коллекции В. И. Шкурского 1961 г. по району хр. Золотой сделан анализ 4 образцов гранита. Результаты—69, 80, 89, 102 млн. лет			
	Габбро-амфиболовое	Пекульнейский	Южная часть Усть-Бельского массива	120	Нижний мел	А. И. Петров, 1964 г.
	Габбро			85	То же	В. И. Шкурский, 1964 г.
	Гранит			88	„ „	То же
	Габбро			106	„ „	„ „
	Гранодиорит огнейсованный		Хр. Пекульней, бассейн р. Северный Пекульнейвеем	93	„ „	„ „
199	Гнейс-гранат-амфиболовый			237	„ „	„ „
1929а	Эклогитоподобная порода			140	Домеловой?	В. И. Шкурский, 1965 г.
	Гранодиорит	Ватынский	Бассейн р. Вывенки	45	Поздний мел — палеоген	А. Г. Погожев, 1962 г.
825	Плагиогранит		Русские горы	49	Неоген	Д. И. Агапитов, 1963 г.
699	Плагиогранит-порфир		То же	20	Верхний мел	В. Н. Завражнов, 1963 г.
111	Липарито-дацит		„ „	64	То же	То же
531	Дацит		Алганские горы	25	Миоцен	В. И. Шкурский, 1962 г.
751	Биотитовый дацит		То же	31	„	То же
565	Амфиболовый андезит дайки		„ „	35	„	„ „
1703	Калиевый метасоматит (биотит)	Левоандриановский	Район Сухого озера	82	Поздний мел—палеоген	Б. А. Марковский, В. К. Ротман, 1963 г.
1920	Слюдит (биотит, флогопит)		р. Левая Андриановка	52		То же, 1964 г.
339-1	Измененный эффузив?	Хатырский		208	Верхний палеозой	И. М. Русаков, 1959 г.
339-4	То же		Правобережье р. Хатырки	91	То же	То же
89	Хлорит-мусковитовый сланец		То же	93	Верхний протерозой	А. В. Коровкин, 1965 г.
90	Амфибол-хлоритовый сланец			180	То же	То же
57/682	Диорит		р. Ныгчеквеем	31	Досенонский	И. С. Розенблюм, 1964 г.

женным количеством окиси титана (до 0,1%). Некоторое увеличение глинозема и кальция получилось из-за того, что при осреднении кроме гипербазитов использованы анализы пироксенитов и габбро.

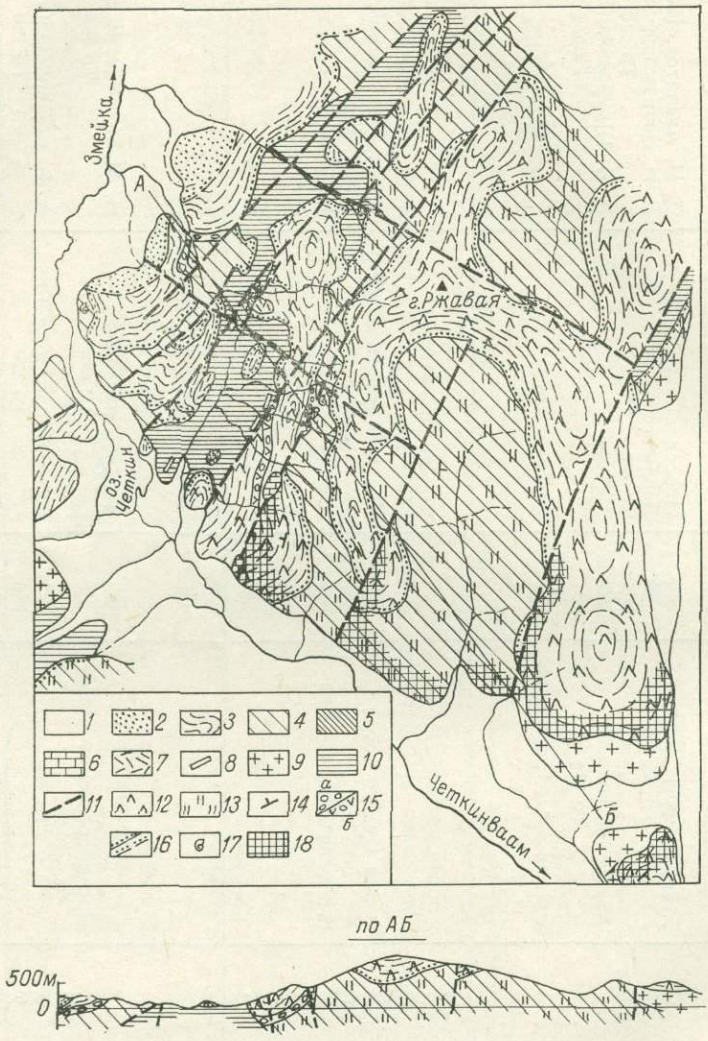


Рис. IV-4. Схема участка Четкинваамской интрузии гипербазитов таловского комплекса (по И. И. Акрамовскому и Л. И. Середе, 1964, с использованием материалов И. М. Русакова).

1 — четвертичные отложения; *2* — песчаники и туфогенные алевролиты позднего сенона; *3* — осадочно-вулканогенные образования готерив-аптского (?) возраста; *4* — морские тонкозернистые осадочные образования верхнеюрско-валанжинского возраста; *5* — тонкозернистые песчаники и алевролиты верхнего триаса (карнийский ярус); *6* — мраморизованные известняки палеозоя; *7* — дайки кайнозойских кварцевых порфиров; *8* — дайки амфиболизированных габбро-диабазов мелового (?) возраста; *9* — катаклазированные гранитоиды сеноманского возраста; *10* — интрузия гипербазитов; *11* — главнейшие разрывные нарушения; *12* — гидротермально измененные породы типа пропилитов; *13* — гидротермально измененные породы типа вторичных кварцитов; *14* — элементы залегания слоистости и полосчатости; *15* — конгломераты *а* и лавоконгломераты *б*; *16* — границы несогласного залегания; *17* — находки ископаемой фауны; *18* — интенсивно эпидотизированные и хлоритизированные породы зоны экзоконтакта гранитоидов.

Спектральные анализы пород из различных массивов указывают на повышенное количество никеля (0,01—0,3%), кобальта (0,01—0,05%), хрома (0,001—1%), меди и ванадия. Никель фиксируется также химическим анализом в неизмененных гипербазитах и в коре выветривания (до 1%). Шлиховым опробованием в районе крупных интрузивов встре-

Таблица IV-7

Средний минеральный состав интрузий таловского комплекса

Порода	Породообразующие минералы, об. %					Акцессорные и вторичные минералы
	Оливин	Ромбический пироксен	Моноклинный пироксен	Плагиоклаз и его номер	Амфибол	
Гарцбургит	$\frac{50—90}{80}$ $2V=\pm 79\div 86°$ $Ng—Np=0{,}032\div —0{,}042$ хризолит	$\frac{5—30}{20}$ $2V=+72\div +84°$ $cNg=3\div 6°$ $Ng—Np=0{,}020\div 0{,}008$	$\frac{1—4}{2}$	—	—	Магнезиальная хромшпинель до 3%, серпентин, хлорит, карбонат, хризотил, редко амфибол
Лерцолит	25—70	10—25 энстатит, бронзит	10—25 $2V=+57\div +70°$ $cNg=20\div 50°$ $Ng—Np=0{,}030\div 0{,}040$ ферросалит	—	—	Хромшпинелиды до 5%, магнетит, гранат, вторичные минералы те же
Габбро амфиболовое	$\frac{0—40}{1}$ форстерит?	0—2 бронзит	$\frac{1—5}{10}$ $2V=+55\div +60°$ $cNg=20\div 50°$ клиноэнстатит, авгит	$\frac{40—80}{60}$ № 52—60, до 80	$\frac{0—40}{30}$ $2V=—70\div —80°$ $cNg=16\div 20°$	Магнетит до 10%, апатит, амфибол, эпидот, цоизит, карбонат, альбит, пренит, хлорит, тремолит

чены платина, осмистый иридий, никелистое железо и хромит. В непосредственной связи с гипербазитами известны рудопроявления хромита, вероятно собственно магматического происхождения, изредка наблюдалась убогая вкрапленность пирротина и пентландита.

Интрузии таловского комплекса по совокупности признаков могут быть отнесены к собственно гипербазитовой (перидотитовой, «альпинотипной») формации. В региональном плане они обычно рассматриваются в составе мезозойского офиолитового пояса Востока СССР. Ближайшие проявления ультраосновного магматизма, в этом поясе относимые к палеозою, известны в Западном Приохотье, Сихотэ-Алине.

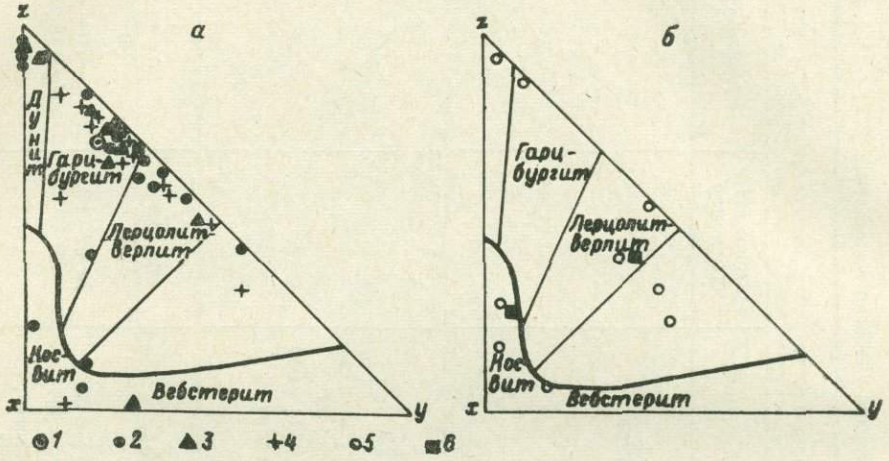


Рис. IV-5. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород таловского (*а*), пекульнейского, ватынского комплексов (*б*) (по Н. Д. Соболеву).

1 — объединенные анализы; *2* — хатырская группа; *3* — усть-бельская группа; *4* — куюльская группа; *5* — ватынский комплекс; *6* — пекульнейский комплекс.

Ранний мел. Первые признаки магматической деятельности фиксируются уже в нижних горизонтах валанжинских (иногда даже верхнеюрских) отложений в виде прослоев среди глинистых сланцев андезитовых и базальтовых порфиритов, в различной степени измененных. Апогея магматические процессы достигли во второй половине раннего мела, захватив практически всю территорию района. Сюда относятся интрузии гранитоидного состава, вместе с вмещающими их вулканическими породами, окаймляющие Корякско-Анадырский район непрерывной полосой с запада и севера. Структурно полоса отвечает Охотско-Чукотской ветви вулканогенного пояса. Наиболее полно изученные и типичные представители интрузий этой группы располагаются на левобережье р. Анадыря, почему для них и предлагается название левоанадырский интрузивный комплекс.

Левоанадырский интрузивный комплекс представлен цепочкой гранитоидных массивов, имеющих размеры от 150 до 5000 *км*^{2}. Крупнейшие из них (Мургальский, Воронеинский, Верхнетанюрерский, Ушканий и кряж Золотой) могут быть отнесены к разряду батолитов. Выходы интрузий гранитного состава занимают около 4% площади бассейна р. Анадыря. В структурном отношении они тяготеют к горстообразным поднятиям северо-восточного простирания и соответственно их расположению образуют ряд естественных групп (Мургальская, Верхнетанюрерская, кряжа Золотого).

Возраст большинства крупных интрузий устанавливается по активному контакту с отложениями валанжина и несогласному перекрытию вулканогенными породами апта-альба или осадками альба-турона. Од-

нако часть небольших интрузий залегает непосредственно в толще эффузивов альб (?)-сеномана, жильные тела сходного состава секут различные горизонты меловых вулканогенных пород. Это дало основание Г. Г. Кайгородцеву разделить условно все гранитоиды на две возрастные группы — нижнемеловую и ранневерхнемеловую. Определение абсолютного возраста также говорит о наличии двух возрастных групп: раннемеловой — 90—120 млн. лет и позднемеловой — 60—80 млн. лет. В последнюю попадают небольшие тела диорит-граносиенитового состава, залегающие в верхнемеловых эффузивах (Кавральянская подгруппа). Они будут рассмотрены ниже.

В гранитоидах раннемелового возраста выделяются ранняя и поздняя фазы внедрения. В ранней фазе ведущая роль принадлежит гранодиоритам и плагиогранитам, а второстепенная — располагающимся зонально и связанным постепенными переходами фациям эндоконтакта (диоритам, меладиоритам, габбро). Гранитоиды поздней фазы представлены аляскитовыми гранитами. Жильные дериваты интрузий немногочисленны и представлены дайками длиной 100—500 *м* при ширине до 4 *м* гранит-порфиров, реже диоритовых порфиритов и свитами жил (0,3—3×5—10 *м*) пегматоидных гранитов и гранит-аплитов.

Характер выходов крупных массивов и взаимоотношения их с вмещающими эффузивами указывают на субгоризонтальное положение кровли. В ряде мест наблюдается зависимость выходов массива от структуры вмещающих пород, например, они появляются вдоль крыльев синклинальных складок. Наконец, в глубоких врезах долин можно наблюдать вертикальную зональность интрузий, выраженную в повышении основности вверх контакту с эффузивами кровли. Все это заставляет предполагать пластообразную форму крупнейших интрузий, внедрившихся вдоль поверхностей стратиграфического контакта эффузивов и подстилающих осадочных пород. Отсюда, вероятно, происходит однообразие облика слабоэродированных массивов, повсеместно представленных эндоконтактовыми фациями. Интрузии гранитоидов обладают массивным средне-крупнозернистым порфировидным сложением, и лишь для фаций эндоконтакта и самостоятельных интрузий габбро наблюдается уменьшение зернистости, а для габбро и диоритов — полосчатые, шлиро-такситовые и гнейсовидные текстуры. Вторичные изменения для гранитоидов не характерны и представлены продуктами замещения полевых шпатов. В породах фаций эндоконтакта, и особенно в габброидах, напротив, широко проявлена амфиболизация пироксенов и соссюритизация плагиоклаза.

По данным химического анализа (рис. IV-6), все интрузивные породы комплекса отчетливо разделяются на две группы. Для первой характерна нормальная или слабо пониженная щелочность, некоторое преобладание натрия над калием и пересыщенность глиноземом. Вторая группа характеризуется высоким параметром *c*, нормальной или несколько пониженной щелочностью, резким преобладанием натрия над калием, а для разностей кислого состава еще и пересыщенностью кремнекислотой и глиноземом (габбро, диориты, плагиограниты хребтов Пекульней и Золотой).

Контактовое воздействие на вмещающие осадочные породы выражено отчетливо вокруг крупных массивов, где в интервале 100—200 *м* наблюдается переход от филлитизированных пелитов к биотитовым или андалузитовым роговикам, а иногда и кристаллическим гнейсовидным породам биотит-плагиоклазового состава с гранатом и силлиманитом. Наряду с высоко метаморфизованными породами в тех же массивах наблюдаются и незначительные изменения обильных ксенолитов и вмещающих пород, выраженные в перекристаллизации, появлении пятнистых и роговиковых структур. Это явление, вероятно, объясняется различием температурного режима в подошве и кровле интрузии. Контак-

товым метаморфизмом объясняется также происхождение кристаллических сланцев (на северо-западном склоне кряжа Золотой), хотя они некоторыми геологами рассматриваются как древние метаморфические породы. Здесь, как и в других местах, устанавливается отчетливая зо-

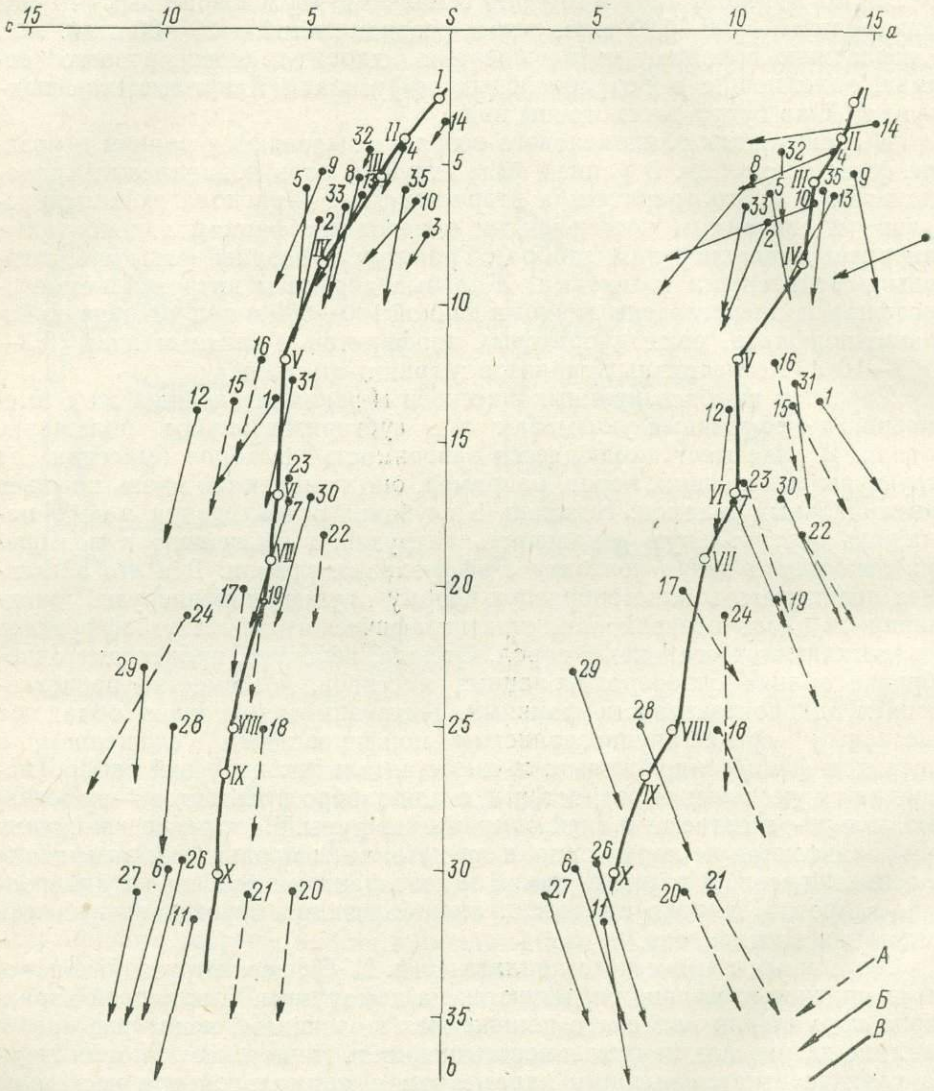


Рис. IV-6. Петрохимическая диаграмма магматических пород левоанадырского, пекульнейского, хатырского комплексов.

А — эффузивы; *Б* — интрузивы; *В* — кривая средних типов пород по Р. Дэли: *I* — аляскит, *II* — риолит, *III* — гранит всех периодов, *IV* — гранодиорит, *V* — кварцевый диорит, *VI* — диорит, *VII* — кварцевое габбро, *VIII* — габбро, *IX* — оливиновый норит, *X* — оливиновое габбро. *Левоанадырский комплекс (1—16); 1* — каврельянская подгруппа; *2—5* — мургальская группа; *6—10* — верхнеанюрерская группа; *11—14* — группа кряжа Золотой; *15—16* — эффузивы нижнего мела. *Вулканические породы из кремнисто-вулканогенных образований (17—24); 26, 27, 29, 32* — пекульнейский комплекс; *28, 31, 33, 35* — хатырский комплекс.

нальность метаморфизма, выраженная в постепенной с удалением от контакта смене мигматитов и инъекционных гнейсов амфибол-биотитовыми и альбит-хлоритовыми сланцами. В последних иногда улавливаются реликты первично эффузивных пород.

Контактовые воздействия на эффузивные породы среднего состава выражены в ороговиковании, появлении гибридных диоритовых пород,

особенно характерных для ксенолитов. У самого контакта наблюдаются инъекции прожилков кварц-полевошпатового состава. Кроме того, широко проявлены процессы окремнения и «гидротермальной пропилитизации». Они накладываются и на интрузии. К юго-западу на смежных площадях к охарактеризованным наиболее близки интрузии «охотского типа» (Е. К. Устиев, 1959). В сопредельных участках Чукотской складчатой области располагаются многочисленные дискордантные интрузии гранитоидов, которые отличаются от пород левоанадырского комплекса несколько более высокой щелочностью и значительным преобладанием калия над натрием.

Спектральным анализом штуфных проб установлено присутствие во всех разновидностях пород Be, Cu, Pb, Ni, Sr и несколько повышенное по сравнению с кларковым количество Ti, V, Zr, Ga, Ba, а для лейкогранитов еще и Sn. Шлиховым опробованием в водотоках, дренирующих интрузии, установлены следующие ассоциации минералов: характерны касситерит, вольфрамит, шеелит, гранат; встречаются сфен, циркон, апатит, киноварь.

В эндоконтактовой зоне габбро и диоритов известны шлировидные скопления магнетита и гематита, вероятно, собственно магматического или контактово-метаморфического генезиса. С гранитами ассоциируют немногочисленные проявления вольфрама и молибдена (кварцевые жилы и зоны грейзенизации в эндоконтакте). С самыми кислыми дериватами гранитов связаны шлиховые ореолы касситерита и шеелита.

Становление гранитоидов, по-видимому, совпало с тектоническими движениями во второй половине раннего мела, захватившими не только бассейн р. Анадыря, но и смежные участки Чукотской складчатой области. В эту эпоху тектогенеза был создан северо-западный план деформаций. Видимо, на севере района его отражает расположение гранитоидов в виде прерывистой полосы северо-западного простирания. В смежных районах Чукотки гранитоиды этого возраста окаймляют позднегеосинклинальные прогибы, заполненные нижнемеловыми осадочными образованиями.

Впоследствии этот структурный план был значительно затушеван позднейшими тектоническими движениями, создавшими структуры северо-восточного направления. В частности, ими образованы горстообразные поднятия, в которые ныне и выведены на поверхность нижнемеловые гранитоиды.

Поздний мел. Условно к проявлениям позднемелового магматизма относятся интрузии пироксенитов, габбро, диоритов и плагиогранитов, распространенные в хр. Пекульней и в восточной части Корякского нагорья. По сложившимся представлениям, возраст их считается раннемеловым на основании перекрывания базальтами апта-альба гранитоидов в северной части хр. Пекульней. Однако гранитоиды в этом месте принадлежат, скорее всего, нижнемеловому левоанадырскому комплексу. Для остальных интрузий известен лишь нижний возрастной предел — валанжин. Определения абсолютного возраста, как правило, указывают более молодой их возраст (80—100 млн. лет). Наконец, они контролируются разрывами северо-восточного направления, которые как будто заложились не раньше середины позднего мела. Таким образом, косвенные факты свидетельствуют в пользу более молодого возраста этих интрузий. В литературе они известны под названием пекульнейского интрузивного комплекса (А. Ф. Михайлов, 1963). Целесообразно интрузии восточной части Корякского нагорья выделить в самостоятельную группу, для которой по месту наибольшего распространения предлагается название хатырский интрузивный комплекс.

Пекульнейский комплекс получил название от хр. Пекульней, где впервые интрузивные проявления упоминаются еще П. И. Полевым, а подробное их описание сделано С. Б. Абрамсон по материалам, соб-

ранным в 1934 г. Б. Н. Елисеевым, а в последнее время — Г. Г. Кайгородцевым.

Интрузивные породы этого комплекса сосредоточены главным образом в осевой части Пекульнейского горстообразного поднятия. Они обнажаются в виде вытянутых вдоль разломов полос. Размеры массивов до 300 *км*^{2}, но чаще они имеют несколько километров в длину при ширине 1,5—2 *км*. Основной разновидностью интрузий является амфиболовое габбро, реже оливиновое габбро и нориты. Ультраосновные разности — верлиты, лерцолиты, дуниты, пироксениты, шрисгеймиты — слагают самостоятельные дайкообразные тела или шлировидные обособления в массивах габбро, реже вытянутые вдоль разломов штоки. Внутри последних встречаются жилообразные тела эклогитоподобных пород. Присутствуют также диориты, реже монцониты и гранодиориты. Все они прорывают интрузивы габбро.

В Таловско-Майнском поднятии интрузивный магматизм этого времени проявился в меньших масштабах. Лишь по южной окраине Усть-Бельского массива гипербазитов расположен крупный интрузив амфиболового габбро, частично превращенного в карбонатно-цоизитовые породы. Возможно, сюда же следует относить небольшие тела пироксенитов, залегающие в кремнисто-вулканогенных образованиях валанжина к востоку от Усть-Бельских гор. В Пенжинском кряже габбро сходного облика метаморфизуют осадочные отложения валанжина, а галька их встречается в базальных конгломератах сенона (Т. В. Тарасенко, 1959).

Габбро отличаются крупнозернистым сложением и полосчатой текстурой, иногда гнейсовидной. Микроструктура их габбровая с переходами к офитовой и пойкилитовой. Характерны вторичные преобразования габбро в амфибол-цоизитовые и актинолит-хлоритовые, иногда рассланцованные породы.

Хатырский комплекс. Интрузивные проявления хатырского комплекса концентрируются на право- и левобережье р. Хатырки, западном побережье Пекульнейской лагуны и в верховьях р. Чирынай. Обычно их выходы образуют цепочки северо-восточного простирания, тяготеющие к разломам, рассекающим антиклинории. Длина цепочек колеблется от 30 до 80 *км*, размеры же отдельных интрузивов достигают 10—15 *км*^{2}.

Обычная форма для более крупных интрузий линзовидная. Чаще всего контакты их срезаны крутопадающими разломами, что затрудняет выяснение характера залегания и первичной формы. В строении отдельных интрузивных тел наблюдается отчетливое приспособление к структурам вмещающих пород, подчеркнутое расслоением интрузий под влиянием складчатых деформаций на лейкократовые слои и шлировидные меланократовые обособления. Апофизы и отторженцы интрузии будинированы вдоль смятых слоев рамы.

В ряде случаев выходы интрузий тяготеют к участкам глубокого врезания гидросети. Все это может свидетельствовать о первоначальном внедрении интрузий по напластованию вмещающих отложений (рис. IV-7). Преобладают в составе небольших тел габбро-диориты, постепенно переходящие в габбро или кварцевые диориты. В центральной части более крупных интрузивных массивов присутствуют также гранодиориты и граниты. Какие-либо закономерности в размещении этих разновидностей отсутствуют. Лишь в менее нарушенных интрузиях бассейна р. Чирынай намечается смена более кислых фаций основными при движении к контакту. Гипербазиты слагают самостоятельные интрузии или встречаются в виде секущих тел и шлировидных обособлений в габбро. Последовательность фаций в ряду пироксенит — габбро — диорит не ясна; известны пересечения серпентинитов дайками габбро и находки в них ксенолитов габбро. Кислые разности отчетливо моложе — на контакте с ними пироксениты превращены в гибридные породы. Жильные дериваты интрузий довольно многочисленны, но не всегда отнесение их к

этому комплексу достоверно. Среди них встречаются дайки габбро-диабазов, плагиогранитов, диоритовых порфиритов, концентрирующиеся вблизи крупных массивов. Состав главных разновидностей интрузивных пород приведен в табл. IV-8.

Характерной особенностью гранитоидов бассейна р. Хатырки является высокая степень катаклаза и вторичных изменений. Типичны для них гранобластовая, цементная, псевдопорфировая микроструктуры с реликтами гипидиоморфной. По милонитизированной массе развиваются эпидот, цоизит, хлорит, карбонат, иногда наблюдается рассланцевание. Контактовые воздействия в кремнисто-вулканогенных образованиях фиксируются плохо, однако можно заметить более интенсивную эпидотизацию вулканогенных пород, появление новообразований железистых слюд в туфогенных песчаниках вблизи интрузий. Широкое окремнение в участках концентрации выходов гранитоидов, вероятно, также отчасти связано с их воздействием. Особенно отчетливо выражены процессы замещения альбитом ортоклаза и плагиоклаза, в результате даже в разностях кислого состава ортоклаз довольно редок, вместо него присутствует лишенный включений альбит, иногда шахматной структуры. Аналогичным образом в некоторых довольно меланократовых разностях, вплоть до диоритов, весь плагиоклаз представлен альбитом.

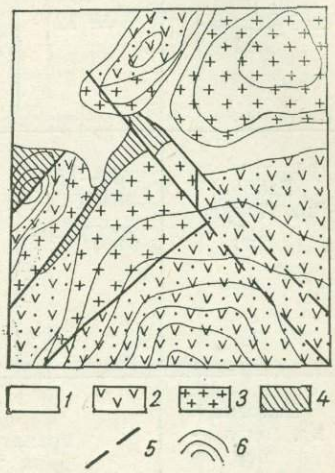


Рис. IV-7. Зависимость выходов гранитов от эрозионного рельефа. Бассейн р. Хатырки (схематическая зарисовка по материалам Г. В. Лодина, 1964 г.).

1 — четвертичные отложения; *2* — осадочно-вулканогенные отложения верхнепалеозойского (?) возраста; *3* — гранитоиды хатырского комплекса; *4* — осадочные отложения верхнеюрского — валанжинского возраста; *5* — разрывные нарушения; *6* — горизонтали.

Петрохимические особенности пород пекульнейского и хатырского комплексов рассмотрены совместно. Для пород ультраосновного состава характерна малая величина M/F (3,7—5,7), повышенное содержание окиси титана (до 1,6%), глинозема, окиси кальция. Лишь дуниты неотличимы от своих аналогов в таловском комплексе. Все это заставляет рассматривать ультраосновные породы как дифференциаты гиббroидной магмы. Интрузии среднего состава близки кварцевому диориту по Р. Дэли; отличаются значительным преобладанием натрия и повышенной щелочностью.

Своеобразными породами комплекса являются плагиограниты, не находящие себе аналогов в средних типах по Р. Дэли; они отличаются резким преобладанием натрия и несколько пересыщены свободной кремнекислотой (см. рис. IV-6). Предполагается, что плагиограниты не производные особой магмы, а скорее всего представляют собой продукты метасоматических преобразований, связанных с привносом натрия и выносом калия, железа, кальция. Возможно, этим обусловлены биотитизация и карбонатизация вмещающих пород.

Гранитоиды бассейна р. Чирынай, по-видимому, находятся в начальной стадии этого процесса, благодаря чему в них больше калия, а состав ближе к нормальным разностям. Отмечено удивительное постоянство некоторых примесей для всех интрузивных проявлений. По данным около 80 спектральных анализов значения равны для Ti—0,4, Cu — 0,001, V — 0,009, Zr — 0,1%, что может являться следствием сходства начального расплава или одинакового процесса метаморфизма (Г. Б. Лодин, 1963). Кроме того, установлено повышенное содержание Ni и Co и присутствие Mn, Cr, Zn, Ge, Mo, Ag, Be. Шлиховым опробованием четвертичных отложений в бассейне р. Чирынай и хр. Пе-

Таблица IV-8

Петрографический состав важнейших разновидностей интрузивных пород пекульнейского и хатырского комплексов, об. %

Порода, район	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Пироксен моноклинный	Пироксен ромбический	Оливин	Акцессорные минералы	Вторичные минералы
Верлит-лерцолит, хр. Пекульней	0—10 — <1 № 72	—	—	—	—	70—80 80 диопсид cNg=35—40° $2V$=+50÷+56° Ng—Np=0,028	0—10 5 $2V$=±88° Ng—Np=0,011—0,012	20—25 15 $2V$= =—87÷—88° Ng—Np=0,034	± Хромшпинелиды, магнетит	Серпентин до 30%, актинолит, амфибол—асбест, иддингсит
Габбро, хр. Пекульней	60—85 70 № 57—98	—	—	—	10—40 30 cNg=14° $2V$=—72÷—82° Ng—Np=0,018—0,020	0—20 cNg=30—40° $2V$=+56÷+57° Ng—Np=0,026—0,030	0—15 cNg=3° $2V$=+70° Ng—Np=0,009	±до 5	Апатит, сфен, магнетит до 3—5%	Хлорит, эпидот, цоизит, альбит, карбонаты, цеолиты, иддингсит, амфибол — до 70%
Эклогит, хр. Пекульней	30—40 гранат (40,8% пиропа, 26,1% альмандина, 21,8% андрадита, 3,1% гроссуляра, 2,71% спессартита) N=1,749				4—7 смарагдит	25—50% омфацит $2V$=+60° Ng—Np=0,028	—	—		Хлорит, кальцит, альбит, эпидот, магнетит — до 10%
Габбро-диорит хатырского комплекса	20—50 45 № 10—70	1	0—20 5	0—5 3	30—45 40	0—15 5 Железистый вагит	0—10 1	1	Магнетит до 10%, апатит	Альбит, хлорит, карбонат, пренит, эпидот, цоизит, ± актинолит
Гранодиорит, гранит хатырского комплекса	20—75 55 № 10—36	0—20 10 микроклин-пертит	10—65 30 катаклазирован, иногда двуосен	0—15 1	0—30 4	—	—	—	Апатит, циркон, сфен, рудный ± ортит	Альбит, кварц, эпидот, карбонат, мусковит, хлорит — до 50%

кульней выявлено постоянное присутствие золота, а изредка и платиноидов, в бассейне же р. Хатырки, кроме магнетита в шлихах почти нет полезных минералов. В экзоконтактовой зоне габбро известны убогие проявления железа (гематитизированные роговики), а для гранитоидов — меди (кварцевые жилы с халькопиритом и халькопирит-пиритовая вкрапленность в роговиках).

К позднему мелу по левобережью Анадыря, возможно, относятся интрузии каврельянской подгруппы левоанадырского комплекса. На это указывают определения абсолютного возраста (70—60 млн. лет), повышенная щелочность, приуроченность к разрывам северо-восточного простирания, ограничивающим позднемеловые — кайнозойские поднятия. По химизму гранитоиды каврельянской подгруппы приближаются к сиенито-диоритам, отличаются избытком натрия. С ними обычно пространственно ассоциирует полиметаллическое и золото-полиметаллическое оруденение. Аналогичные гранитоиды, судя по химическим анализам, распространены и в других пунктах левобережья р. Анадыря, но не отделены от гранитов доальбского возраста. В частности, скопления небольших массивов, видимо, позднемелового возраста обнаружены на правобережье р. Канчалан. И здесь с ними связано золото-полиметаллическое оруденение (М. В. Филимонов, 1964).

Становление интрузий хатырского и пекульнейского комплексов по времени совпадает с началом перестройки структурного плана района в позднем мелу и тесно связано с новообразованными разрывами главным образом северо-восточного направления.

Поздний мел — палеоген. Наиболее широко магматические проявления данного периода распространены в южной части Корякского на-

горья по периферии Олюторского кайнозойского прогиба. Представлены они вулканическими образованиями ватынской свиты (серии) и залегающими среди них интрузиями базитов и гипербазитов. По одноименной свите для этой группы магматических тел предлагается название «ватынский комплекс» (вывенский комплекс, по А. Ф. Михайлову, 1963). В северной части Корякского нагорья им соответствуют по возрасту эффузивные излияния преимущественно основного состава и, по-видимому, комагматичные им малые интрузии субщелочных габбро. Те и другие тяготеют к тектоническим ограничениям позднемеловых — кайнозойских прогибов. Для интрузий А. В. Михайловым предложено название «рарыткинский комплекс».

Рарыткинский комплекс получил название от кряжа Рарыткин, где впервые Б. Н. Елисеевым обнаружены тешенит-диабазы в угленосных отложениях позднего сенона-дата. Интрузии залегают в виде пластообразных залежей, силов и даек размером от нескольких десятков до 35 *км*^{2}. Они имеют средне-крупнозернистую микроструктуру и сложены зональным плагиоклазом от № 40—56 до 74 (50%), титан-авгитом (30%), рудным (титан-магнетитом ?), апатитом. Часто присутствует анальцим в зернах округлой формы. Из вторичных минералов наиболее характерны хлорит, карбонат, боулингит. Микроструктура долеритовая, пойкилоофитовая. Менее распространены дайкообразные тела долеритов и базальтовых порфиритов, отличающихся мелкозернистым сложением и порфировидностью. В них моноклинный пироксен частично заменен обыкновенной роговой обманкой.

По химическому составу интрузии рарыткинского комплекса (рис. IV-8) ближе всего эссекситовому габбро по Р. Дэли, но обладают более лейкократовым составом и пересыщены глиноземом и натрием. Приконтактовые изменения вмещающих пород невелики и выражены зоной закалки, шириной несколько сантиметров. Иногда вмещающие породы окрашены в бурый цвет гидроокислами железа. В непосредственной связи с интрузиями встречены рудопроявления железа (титаномагнетита ?) и сурьмы (антимонита). Кроме того, с ними же связано аномально высокое содержание минералов железа и титана в аллювии.

На западных склонах Корякского нагорья эффузивы позднесенонского — кайнозойского (?) возраста протягиваются полосой северо-восточного направления, переслаиваясь с морскими осадочными отложениями. В 1962 г. они описаны Б. В. Лопатиным и другими под названием «эссовеемской свиты», в нижней части представленной измененными базальтами и андезитами. В верхней части присутствуют измененные эффузивы и туфы кислого состава, иногда содержащие в основании обломки подстилающих вулканогенных пород (по А. Ф. Михайлову — кварцевые кератофиры).

Среди отложений эссовеемской свиты и вблизи них залегают многочисленные согласные интрузии габбро-диабазов, реже штоки пироксенитов. В восточной части Корякского нагорья аналогичная прерывистая полоса эффузивов преимущественно основного состава протягивается вдоль южной границы узкого грабена, выполненного осадками позднего мела — кайнозоя. Ю. Б. Гладенков выделил их в высокореченскую свиту маастрихт-датского возраста. Впоследствии И. М. Русаковым сходные образования установлены и на других участках. К этой же свите, видимо, относятся измененные эффузивы основного состава, закартированные в 1959 г. Б. Д. Труновым и В. А. Захаровым к северу и востоку от Пекульнейской лагуны. Неизмененные андезито-базальты высокореченской свиты представлены пироксен-, реже оливин-пироксеновыми миндалекаменными разностями, порфировой структуры с пилотакситовой, микродолеритовой основной массой. Во вкрапленниках диаметром 0,5—1 *мм* встречается плагиоклаз № 64—70, реже клинопироксен, коли-

чество их от 5—10 до 40%. Основная масса состоит из плагиоклаза, клинопироксена, хлорита с примесью рудного и апатита.

Интрузивные породы, вероятно, комагматичные эффузивам, распространены на этих же участках, где представлены пластовыми телами, штоками и свитами даек габбро, габбро-диоритов, долеритов. Это обычно темноокрашенные массивные породы с габбровой, офитовой, пойкилитовой микроструктурой. В их составе принимают участие плагиоклаз

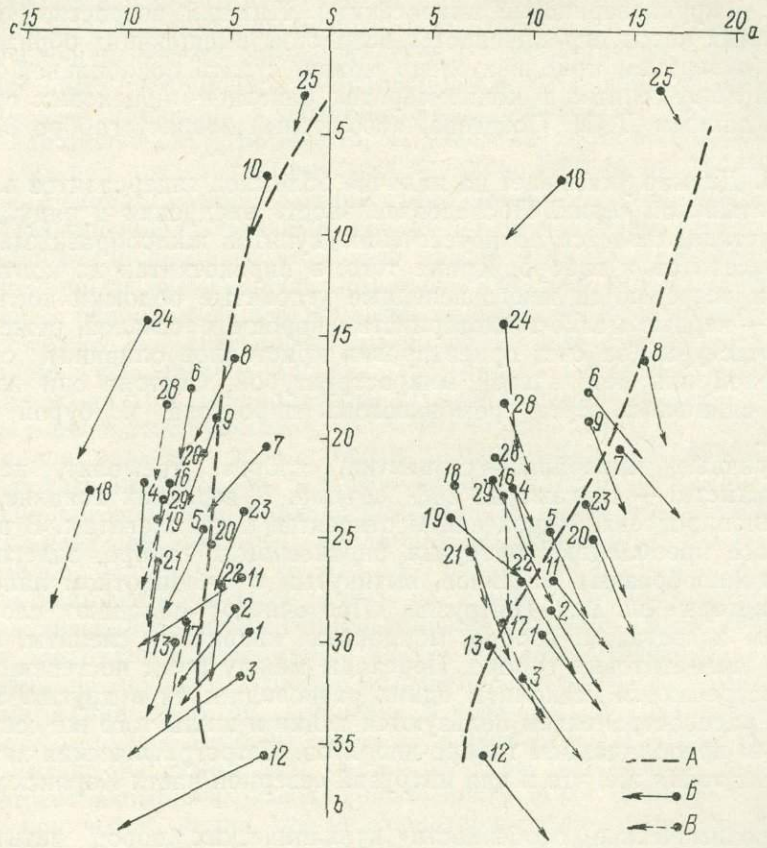


Рис. IV-8. Петрохимическая диаграмма магматических пород позднемелового — палеогенового возраста.

А — вариационная кривая Этны; *Б* — эффузивы; *В* — интрузивы. *1—13* — ирунейский комплекс Камчатки; *16—19* — ватынская серия; *20—25* — ачайвачская серия; *26* — андезито-базальт высокореченской свиты; *27, 28* — дайки габбро-диоритов бассейна р. Хатырки (среднее); *29* — рарыткинский комплекс (среднее).

№ 48—70 (до 80%), авгит (65—60 до 80%), оливин (1—15%), ильменит (1—15), сфен, апатит. Вторичные минералы — уралит, эпидот, хлорит, альбит, пренит, лейкоксен, серицит — слагают от 5 до 25% породы. Кроме того, в щелочных разностях присутствует биотит (до 6%), калишпат (до 10%) и редко кварц (до 5%).

Ватынский комплекс. Кремнисто-вулканогенные отложения данного комплекса, вмещающие интрузии, располагаются тремя прерывистыми полосами северо-восточного простирания. Две из них окаймляют с запада и востока Олюторский прогиб, практически смыкаясь на севере, третья — приурочена к антиклинальному поднятию междуречья Пылговаям — Пахача, внутри прогиба.

Интрузивные породы распространены неравномерно; наибольшая концентрация их наблюдается на правобережье р. Вывенки, где они образуют четыре обособленные группы, вытянутые в северо-восточном на-

правлении. В самой южной группе преобладают интрузии сложного строения размером 10—50 *км*^{2}, и залегающие в виде пластовых залежей, центральные части которых сложены дунитами, а периферические — пироксенитами. Между ними иногда отмечаются верлиты, вероятно метасоматического генезиса. Реже встречаются небольшие согласные и секущие тела. Далее к северу преобладают интрузии габброидов, в самой северной группе вновь появляются интрузивные залежи расслоенных гипербазитов, имеющие мощность до 1 *км*. В кровле залегают дуниты, в подошве — крупнозернистые пироксениты. Нижний возрастной предел интрузивных пород ограничивается возрастом вмещающих образований (сенон), о верхнем приблизительно можно судить по обильной гальке габбро и пироксенитов в конгломератах олигоцен-миоценовых отложений. По данным Д. И. Поздеева, абсолютный возраст габбро 67 млн. лет.

А. В. Дитмар указывает на наличие обломков гипербазитов в лавах самой ватынской серии. Последовательность внедрения в ряду дунит-габбро устанавливается по пересечению дунитов жилообразными телами пироксенитов и габбро. Кроме того, в пироксенитах на контакте с дунитами встречаются многочисленные угловатые обломки последних. Дуниты — черные мелко-тонкозернистые породы массивной, реже полосчатой текстуры (*за счет ориентировки кристаллов оливина*) с панидиоморфной или петельчатой микроструктурой. Состоят они из форстерита, единичных зерен ромбического пироксена и бурой хромшпинели.

Вторичные минералы — серпентин, хлорит, тремолит, кальцит, тальк, магнетит — слагают до 30% объема. В верлитах появляется до 25% клинопироксена. Пироксениты относятся к диаллагитам. В восточной полосе преобладают интрузии пироксеновых габбро, залегающих в виде дайкообразных массивов, вытянутых в субширотном направлении. Некоторые из них (интрузия «Проточная») обладают сложным строением и составом: габбро, монцониты, кварцевые сиениты, гранодиориты, пегматитовые габбро. Переходы между ними постепенные, но иногда встречаются ксенолиты одних разновидностей в других. Значительным распространением пользуются дайки и жилы того же состава с некоторым преобладанием габбро-диоритов. Петрографическая характеристика их такая же, что и для интрузий северной части Корякского нагорья.

Петрохимические особенности вулканических пород ватынского комплекса и эффузивов, залегающих на периферии Корякского нагорья (см. рис. IV-8), не совпадают. Первые приближаются к спилитам, отличаясь несколько пониженной щелочностью и большим содержанием алюминия, магния и кальция. Для эффузивов эссовеемской и высокореченской свит характерны пониженная щелочность, пересыщенность глиноземом и натрием. Теми же чертами обладают типичные согласные интрузии габбро-диабазов и дайки габбро-диоритов.

Экзоконтактовые изменения около интрузий габброидов выражены зоной закалки и интенсивного ожелезнения, шириной несколько сантиметров, за пределами которой наблюдается амфиболизация пироксенов в эффузивах, новообразования биотита. В ряде случаев у контакта вмещающие породы и сами интрузии превращены в амфиболиты. К послемагматическим процессам относятся новообразования альбита, хлорита, карбоната и цеолитов, особенно широко проявленные вблизи крупных разломов. Формационная принадлежность магматических пород позднего сенона — кайнозоя в настоящее время не ясна.

Для ватынского комплекса бассейна Олюторского залива характерны ассоциации с морскими кремнистыми осадками, интрузиями габбро и гипербазитов с несколько повышенной щелочностью. На Аляске подобные магматические тела, как и в бассейне р. Анадыря, тяготеют к

границам новообразованных прогибов с континентальным режимом накопления осадков.

Кайнозой. Магматические проявления кайнозойского возраста в Корякско-Анадырском районе представлены главным образом продуктами вулканической деятельности, занимающими около 20% его площади, и реже малыми интрузиями. По возрасту и распространению они отчетливо разделяются на две большие группы: 1) разнообразные по составу вулканогенные породы и связанные с ними субвулканические тела олигоцен-нижнемиоценового возраста; 2) эффузивы преимущественно среднего состава, плиоцен-четвертичного возраста.

Олигоцен-нижнемиоценовый магматический комплекс. Вулканогенные образования, объединенные в эту группу, распространены в окраинах крупнейших тектонических депрессий (Пенжино-Анадырской и Парапольской) и на некоторых участках, возможно, целиком выстилают их под чехлом современных осадков. Уже за пределами района, на юго-западном продолжении Парапольского дола, вдоль побережья Пенжинской губы, почти сплошь распространены вулканические породы, объединенные М. Ф. Двали (1958) в свиту м. Кинкильского. В нижней части она сложена миндалекаменными пироксеновыми базальтами и реже роговообманковыми андезитами и их пирокластами. Далее к северу вулканогенные образования слагают значительные площади вблизи северного побережья Пенжинской губы, протягиваясь отсюда далеко внутрь Парапольского и Пенжинского прогибов. Они объединены в велонлыкскую свиту (Б. Х. Егиазаров, 1965).

Главная роль в строении свиты принадлежит пестроокрашенным лавам, туфам андезитового, дацитового, липаритового составов. Эффузивы основного состава, близкие кинкильской свите, встречаются лишь в самых низах разреза. Среди вулканических пород залегают интрузивы гранитоидов, размером до 50—70 *км*^{2}, но обычно не более нескольких десятков квадратных метров. Форма их — пластовые тела, дайки.

Наличие палеогеновых гипабиссальных интрузий гранитоидного состава в центральной и восточной частях Корякского нагорья в настоящее время не доказано. Вполне возможно, что некоторые тела гранодиоритов и граносиенитов (например, в верховьях р. Иомраут и к северо-западу от бухты Маллэн), ныне включаемые в хатырский интрузивный комплекс, на самом деле окажутся более поздними. Об этом свидетельствует аномально высокая щелочность этих интрузий и повышенное количество калия, что не характерно для меловых интрузий (И. М. Русаков, 1965; Г. Б. Лодин, 1963). Подобные интрузии с аномальным содержанием калия известны и в бассейне правых притоков р. Великой (Я. К. Усенко, 1964; И. С. Розенблюм, 1964).

Петрографическая характеристика горных пород комплекса сведена в табл. IV-9.

Базальтоиды нижней части вулканогенной толщи (рис. IV-9) приближаются к слюдяным андезитам и кварцевым базальтам по Р. Дэли, но обладают повышенным количеством глинозема и титана и пересыщены натрием. При этом базальты Пенжинского прогиба имеют резче выраженную щелочность и увеличенное количество калия. Вышележащие эффузивы ряда андезит-липарит и субвулканические тела отличаются от средних типов соответствующих пород недостатком щелочей и избытком глинозема, магния, натрия.

Чрезвычайно характерны процессы вторичных изменений эффузивов кислого и менее среднего состава, выраженные в окварцевании, каолинизации и реже алунитизации, вплоть до образования вторичных кварцитов. При этом, по-видимому, привносятся калий и кремнекислота. Спектральным анализом в кислых эффузивах отмечается повышенное количество иттрия, изредка сурьмы. В связи с измененными эффузивами известны рудопроявления ртути (Алганский кряж) сурьмы, железа

Таблица IV-9

Минеральный состав и структура главных разновидностей магматических пород кайнозойского возраста

Порода	Возраст	Минералы вкрапленников					Состав и строение основной массы	Акцессорные минералы	Вторичные минералы
		Лейкократовые			Мелано				
		Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Амфибол			
Андезито-базальты и базальты	$Pg?$	50—70 %, № 65—75	±	1 %	—	0—20 %	80—90 %. Микродолеритовая, интерсертальная, пилотакситовая. Стекла до 15 %. Миндалекаменная текстура	Ильменит, апатит	Анальцим. В миндалинах: халцедон, цеолит, хлорит
Андезито-дациты	$Pg_3 — N_1$	10—35 %, № 43—45, ⌀ 0,2—1,5 *мм*, зонален	—	0—2 %	0—1 %	2—20 %, базальтовая роговая обманка $cNg=4\div18$ $Ng—Np=0{,}032$	35—80 %. Порфировая, гломеропорфировая, интерсертальная, микролитовая. Плагиоклаз, стекло, хлорит	Магнетит, апатит	Эпидот, карбонат, гидроокислы железа, ± мусковит, хлорит
Липарито-дациты		15—20 %, № 25—50, зонален	± до 5 %	15—20 %	0—5 %	0—5 %	30—85 %. Микрофельзитовая, микропойкилитовая, аллотриоморфная, витрофировая, перлитовая	Рудный, циркон, апатит	Опацит, гидроокислы железа, каолин, кварц
Игнимбриты		Обломки минералов угловатые оплавленные, ⌀ 1—3,5 *мм*, Обломки стекла и основной массы					до 30—50 % 40—70 % Псаммитовая и псевдопсаммитовая, витрокристаллокластическая, витрокластическая, флюидальная		Гидроокислы железа, кварц, пелитовое вещество, хлорит
Субинтрузии андезито-дацитов		60—80 %, № 43—70	±	±	0—10 %	0—15 %	90 %. Микропойкилитовая, гипидиоморфная, аллотриоморфная	Рудный, апатит, циркон	Хлорит, карбонат
Щелочные эффузивы		50—80 %, № 10—55, ⌀ 0,2—1,0 *мм*	?	—	—	0—20 %	0—20 % — 85—95 %. Трахитоидная, порфировая аллотриоморфная	Рудный	Гидроокислы железа, альбит, хлорит, боулингит
Андезито-базальт	Апукская серия $N_2 — Q_1?$	3—20 %, № 42—55, ⌀ 1—3 *мм*	—	—	—	0—20 % обыкновенная и базальтовая роговая обманка	2—7 % авгит, 5—10 гиперстен, до 40 % ± хризолит 65—95 %. Интерсертальная, пилотакситовая, микролитовая. Плагиоклаз — 65 %, пироксен 10—15 %, стекло 10—20 %	Апатит, рудный	Соссюрит, опацит, хлорит. В миндалинах: цеолит, хлорит
Оливиновый базальт		10—25 %, № 66—82, зонален	—	—	—	0—9 базальтовая роговая обманка $cNg=5°$ $Ng—Np=0{,}035$	1—10 % авгит до 15 %, форстерит 60—80 %. Интерсертальная, гиалопилитовая, пузыристая, миндалекаменная		Иддингсит, соссюрит, карбонат

(хр. Рарыткин). Шлиховым опробованием установлена отчетливая связь с базальтоидами ореолов рассеяния ильменита и магнетита (хр. Рарыткин), а с кислыми разностями и экструзиями — киновари и золота (Русские горы). Ближайшим аналогом их являются эффузивы анавгайской серии Камчатки.

Плиоцен-четвертичный (?) комплекс объединяет платоэффузивы пестрого состава, слагающие ряд крупных полей, вытянутых в

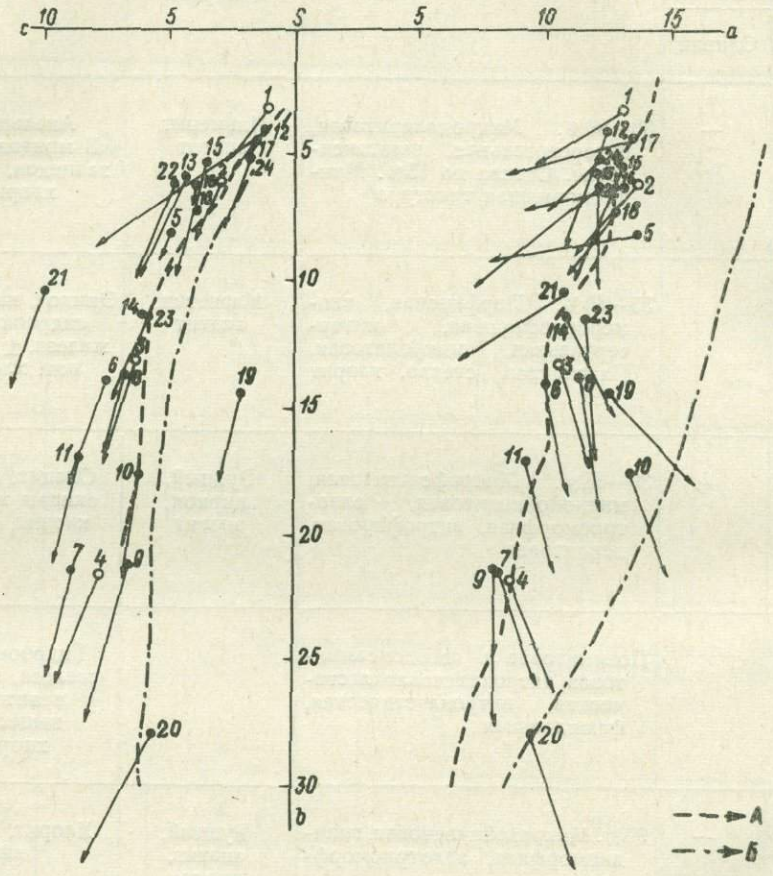


Рис. IV-9. Петрохимическая диаграмма вулканических пород кайнозойского возраста

А — кривая средних типов пород по Р. Дэли; *Б* — вариационная кривая Этны. *1—7* — анавгайская и алнейская серии Камчатки; *8—18* — эффузивы олигоцена-миоцена; *19—20* — эффузивы апукской серии; *21—25* — субинтрузивные тела и малые интрузии кайнозоя.

субширотном направлении от истоков р. Майна до среднего течения р. Хатырки, а также в среднем течении рек Великой и Тамватвеема. Они по аналогии с эффузивами, распространенными в бассейне Олюторского залива, отнесены к апукской свите (серии) нижнего-среднего плейстоцена. Она включает две толщи: нижняя представлена туфами, лавоконгломератами, флюидальными лавами дацитового, андезитового, реже липаритового состава. Верхняя толща сложена преимущественно лавами андезитов и базальтов, образующих потоки и покровы толщиной от 5—10 до 100 *м*, иногда приспосабливающихся к погребенному рельефу. Особенно характерно это для отдельных потоков оливиновых базальтов восточной части Корякского нагорья, которые приурочены к современным долинам (Ю. П. Дегтяренко, 1965), что дает повод считать их четвертичными. Имеются вулканические постройки центрального типа и экструзивные тела — некки и дайки. Наиболее вероятным примером палеовулкана являются циркообразные горы Элекай на левобе-

режье р. Великой. Состав вулканических пород верхней части толщи несколько варьирует на различных участках. Внешне породы имеют темный цвет с зеленоватым или бурым оттенком, обладают массивной (андезиты), а иногда пузыристой, шлаковидной, миндалекаменной текстурой. Петрографическая характеристика пород приведена в табл. IV-9. По химическим свойствам оливиновые базальты приближаются к платобазальтам по Р. Дэли, отличаются несколько более кислым составом и повышенной долей калия в щелочах (см. рис. IV-9). Эффузивы кислого состава резко пересыщены глиноземом и натрием, а среднего состава — известковистыми темноцветными компонентами при незначительной роли магния и повышенной — натрия. В целом апукская серия отличается несколько увеличенной щелочностью, чем напоминает вулканические продукты алнейской серии Камчатки.

Геохимические особенности пород апукской серии изучены мало и притом только для бассейна оз. Красного, где широко проявлены процессы гидротермальной переработки эффузивов, связанные с привносом калия,— каолинизация, ярозитизация, окварцевание. Здесь спектральным анализом установлены ртуть, висмут, сурьма, мышьяк, олово, золото. С субвулканическими телами и малыми интрузиями гранодиоритов и дацитовых порфиритов пространственно связаны рудопроявления ртути, висмута и кварц-турмалиновые жилы с эксинитом и касситеритом. В этом же районе установлены богатые ореолы рассеяния киновари и касситерита. На остальных участках известно лишь повышенное содержание редких земель (Y, La, Ce), шлиховые ореолы и редкие рудопроявления ртути. В последнее время рудоносные зоны окварцевания и адуляризации, сходные с красноозерскими, установлены в северной части главного поля развития эффузивов апукской серии (Яелваямское рудопроявление ртути, И. В. Губанов, 1962). Толща плиоцен-нижнеплейстоценовых эффузивов может быть отнесена к формации платобазальтов. Их выходы тяготеют к границам поднятий плиоценового времени.

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКИЙ РАЙОН

Доверхнемеловой магматизм. Наличие магматических проявлений древнее сенонского возраста до сих пор недостаточно обосновано. Предполагается, что они широко распространены в пределах метаморфического ядра в южной части Срединного хребта, а также среди глубоко метаморфизованных отложений Ганальского хребта. В составе выделяемых на этих участках условно докембрийских и палеозойских толщ огромной мощности присутствуют спилиты, диабазы и ортоамфиболиты. Среди метаморфических пород залегают крупные (до 1000 *км*^{2}) массивы лейкократовых двуслюдяных гранитов, гнейсо-гранитов, ортогнейсов, сопровождаемые жилами пегматитов и аплитов. Встречаются здесь также биотитовые гранодиориты и кварцевые диориты. Эти интрузии дают отчетливый экзоконтактовый ореол, достигающий ширины 1 *км* в филлитах малкинской серии. Л. В. Фирсов (1964 г.) на основании девяти определений абсолютного возраста указывает на идентичность полученных результатов для «древних» и достоверно меловых гранитоидов и на пониженное содержание калия в тех и других (среднее соответственно: 2,66 и 2,41% K_2O). Он считает это следствием повторного метаморфизма «молодыми» гранитами, происшедшего, возможно, за счет палингенного плавления древних. Г. М. Власов указывает на широкое развитие золотого оруденения в связи с «древними» гранитами Срединного хребта, а также на наличие вольфрама (шеелит) и олова (касситерит).

Поздний мел — палеоген. В настоящей работе все вулканические породы позднемелового возраста рассматриваются в составе единого ирунейского комплекса, а интрузивные породы конца мела — начала палеогена — в составе левоандриановского комплекса.

Ирунейский вулканический комплекс объединяет вулканогенные породы ирунейской и кирганикской свит [Ротман, 1961], распространенные вдоль восточного склона южной части Срединного хребта. Отдельные выходы пород комплекса известны также в пределах Ирунейского, Медвежьего и других небольших хребтов на северо-западе полуострова, где они слагают ядра кайнозойских антиклинальных складок. Большинство контактов пород комплекса с более древними отложениями имеет тектонический характер.

Ирунейская свита сложена преимущественно вулканомиктовыми породами, количество и размер обломков вулканических пород в которых возрастают снизу вверх по разрезу. В верхней части свиты появляются прослои вулканических брекчий и потоки лав. Кирганикская свита залегает согласно на ирунейской. Она сложена преимущественно вулканическими брекчиями и лавами, часто шарового строения, а также вулканомиктовыми породами. Суммарная мощность отложений обеих свит достигает 10 000 *м*.

Состав вулканических продуктов ирунейского комплекса (табл. IV-10) неодинаков: в нижней тонкозернистой части разреза преобладают обломки трахиандезито-базальтов и их фенокристаллов (клинопироксена, плагиоклаза, амфибола). Затем появляются и начинают преобладать обломки пироксеновых трахибазальтов, лейцитовых * тефритов и лейцититов. Наряду с вулканогенно-осадочными породами встречаются потоки лав трахиандезито-базальтового и реже трахиандезитового состава с вкрапленниками пироксена, плагиоклаза, амфибола и биотита.

Для верхней части разреза комплекса (кирганикской свиты) характерны афанитовые, стекловатые лавы, иногда гиалокластиты трахибазальтового и базальтового состава с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена, реже амфибола и биотита. Среди них в небольшом количестве присутствуют лейцитсодержащие эффузивы. Для вулканомиктовых пород этой части разреза характерно обилие зерен кварца.

На различных уровнях стратиграфического разреза ирунейского комплекса встречены силлы, сложенные трахибазальтами, трахиандезитами и лейцитсодержащими эффузивами, сходными с вмещающими вулканогенными породами. В виде даек и пластовых тел присутствуют мелкозернистые шонкиниты, псевдолейцитовые порфиры и биотитовые лампрофиры. Среди кирганикских лав изредка встречаются кислые породы, слагающие чаще всего силлы и дайки. По-видимому, они представляют собой продукты конечной стадии формирования ирунейского вулканического комплекса. Обычно это бескварцевые плагиопорфиры, химический состав которых близок к пересыщенным глиноземом липарито-дацитам или дацитам.

Эффузивы ирунейского комплекса связаны друг с другом переходными разновидностями и содержат близкие по составу вкрапленники. Для них характерны клинопироксены диопсид-авгитового и авгит-диопсидового характера, с редкими отклонениями к авгитам и ферроавгитам. Амфибол представлен роговой обманкой, иногда (преимущественно в силлах) керсутитом. Плагиоклаз в трахибазальтовых и базальтовых разновидностях неизмененных эффузивов представлен лабрадор-битовнитом, в трахиандезитах — андезином. Лавы и вулканомиктовые породы ирунейского комплекса обычно в той или иной степени хлоритизированы и альбитизированы. Интенсивно альбитизированные и хлоритизированные породы приближаются по облику к спилитам; в отдельных случаях наблюдались характерные «сноповидные» структуры, свидетельствующие, возможно, о первичном олигоклаз-альбитовом составе

---

* Во всех случаях лейцит замещен различными ассоциациями вторичных минералов.

Таблица IV-10

Минеральный состав эффузивных и субвулканических пород ирунейского комплекса (об. %)

Порода	Лейцит*	Псевдолейцит	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Моноклин. пироксен	Амфибол	Биотит	Магнетит	Апатит	Основная масса
Лейцититы	10—50	—	—	—	—	6—30	—	—	1,5—8	1—1,5	25—70
Лейцитовые тефриты	50—30	—	1—10	—	—	10—25	—	—	2—6	1—3	45—70
Пироксеновые трахибазальты	—	—	—	—	—	25—30	—	—	5—6	0,5—2	60—70
Плагиоклазовые трахибазальты	—	—	25—30	—	—	—	—	—	0,5—1,5	Ед. зерна	70—75
Плагиоклаз-пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые трахибазальты	—	—	1—45	—	—	20—25	—	—	2—7	1,5—2	25—75
Афировые базальты и спилиты	—	—	Ед. зерна	—	—	Псевдоморфозы хлорита, ед. зерна		—	Ед. зерна		100
Биотит-пироксен-плагиоклазовые трахиандезито-базальты	—	—	15—45	—	—	5—20	—	2—10	2—10	2	25—75
Биотит-амфибол-пироксен-плагиоклазовые трахиандезито-базальты	—	—	25—60	—	—	5—10	10—25	5—12	1—3	1	15—50
Трахиандезито-базальты с вкрапленниками пироксена, амфибола и плагиоклаза	—	—	5—85	—	—	2—20	5—40	—	1—5	1	15—50
Плагиопорфиры	—	—	1—40	—	0—5	—	Ед. зерна	0—5	Ед. зерна		50—95
Псевдолейцитовые порфиры	—	20—25	—	30—35	—	30—35	—	5	5—10	1,5—3	—
Порфировидные мелкозернистые шонкиниты	—	—	—	40—45	—	40—45	—	7—10	5—7	2—3	—
Порфировидные слюдяные лампрофиры	—	—	50		—	15—20	—	20—25	5—7	1	—

* Лейцит замещен обычно анальцимом, калиевым полевым шпатом и альбитом или цеолитами.

плагиоклаза. Наиболее интенсивно изменены лейцитсодержащие породы. В одних случаях лейцит превращен в анальцим, в других в альбит и калиевый полевой шпат, а в наиболее измененных разностях вкрапленники лейцита и основная масса замещаются мелкозернистым агрегатом новообразованных лейст альбита, нередко совместно с карбонатом и хлоритом. При этом несколько уменьшается общее содержание щелочей в породе и резко меняется соотношение К и Na в сторону увеличения и преобладания Na_2O над K_2O.

По химическому составу лавы ирунейского комплекса (табл. IV-11) представлены недосыщенными кремнеземом базальтами и андезито-базальтами. Повышенное содержание Na_2O и K_2O и постоянное присутствие в них нормативного оливина и нефелина свидетельствуют о принадлежности пород комплекса к щелочной оливиновой базальтовой магме.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. IV-8) фигуративные точки располагаются по обе стороны от вариационной линии лав вулкана Этна, причем более основные разновидности попадают преимущественно в поле типично щелочных лав, а более кислые андезито-базальтовые разности отклоняются к известково-щелочному типу. На диаграмме А. Н. Заварицкого также выявляется закономерное уменьшение содержания K_2O по сравнению с Na_2O от более основных к более кислым разностям, что, по-видимому, свидетельствует о существенно калиевой щелочности родоначальной магмы.

Рассмотренная ассоциация вулканических, вулканогенно-осадочных и кремнистых пород, имеющая большую мощность, несет все признаки геосинклинальных формаций. Это позволяет рассматривать ее как формацию геосинклинальных базальтов — повышенной щелочности.

Левоандриановский интрузивный комплекс включает сложнопостроенные массивы гипербазит-габбро-сиенитового состава и самостоятельные интрузии гипербазитов, габбро и сиенитов. Они располагаются обычно в зонах разломов (рис. IV-10), отделяющих отложения ирунейского комплекса от массива метаморфических пород южной части Срединного хребта — с востока (цепочка интрузий по рекам Евсейчихе, Левой Андриановке, Озерной Камчатке), севера (р. Филиппа) и запада (междуречье Воровской и Колпаковой). Отдельные интрузивные массивы, относящиеся, по-видимому, к этому комплексу, известны среди верхнемеловых отложений в северной части полуострова. Изучением пород комплекса занимались А. И. Морозов (1938), М. И. Горяев, А. Ф. Марченко, Г. Б. Флеров и А. В. Колосков (1965), Б. А. Марковский и В. К. Ротман и другие.

Возраст комплекса определяется по активному контакту интрузивов с ирунейской свитой и по пересечению их диоритами и гранодиоритами неогена (рис. IV-11). По данным Я. В. Илечко, галька интрузивных пород, близких к левоандриановскому комплексу, встречается в конгломератах палеоцена (?) в бассейне р. Облуковины. Определение абсолютного возраста (см. табл. IV-6) подтверждает геологические данные, хотя в ряде случаев имеются и существенные отклонения в сторону омоложения возраста. Например, в бассейне р. Филиппа биотитовые пироксениты имеют абсолютный возраст 59 млн. лет; для калиевых метасоматитов района «Сухое озеро» возраст по массе штуфа определен в 45 млн. лет, а по биотиту — в 75 млн. лет. Таким образом, возраст комплекса принимается как позднемеловой (?) — палеогеновый.

Массивы представляют собой крутопадающие тела удлиненной формы, максимальные размеры которых 6×2—3 *км* (рис. IV-12). Присутствие самостоятельных интрузивов гипербазитов, габбро и сиенитов и характер взаимоотношений между ними дают основание выделять три интрузивные фазы в формировании левоандриановского комплекса в следующей последовательности: гипербазиты — габбросиениты — сиениты.

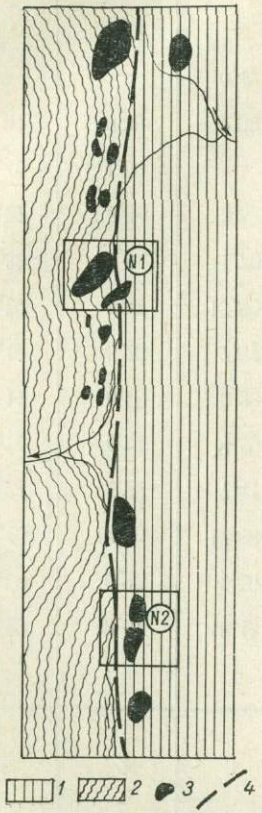


Рис. IV-10. Схема размещения интрузивов левоандриановского комплекса на восточных склонах южной части Срединного хребта Камчатки.

1 — вулканогенно-осадочная толща; *2* — метаморфические и метаморфизованные породы; *3* — интрузивы левоандриановского комплекса; *4* — зона Восточного глубинного разлома. Прямоугольниками (№ 1 и 2) показано местоположение детально изученных участков.

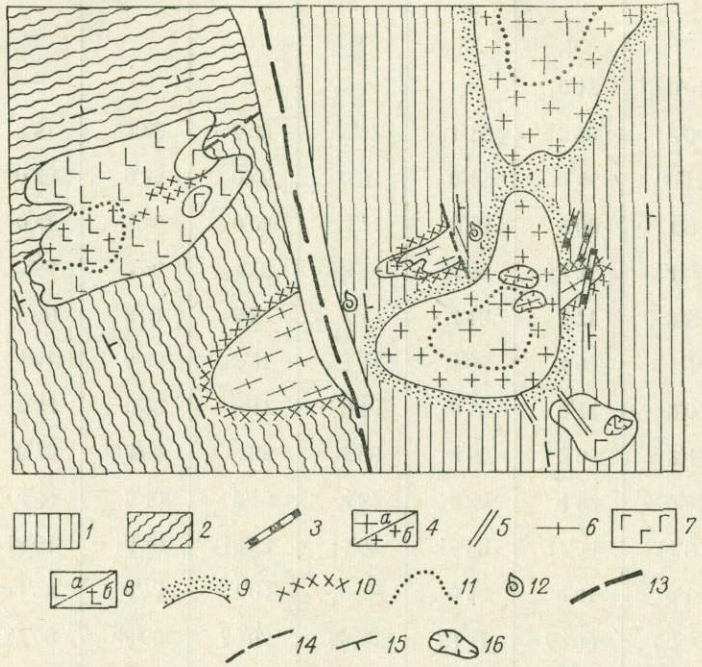


Рис. IV-11. Схема геологического строения участка среднего течения р. Левой Андриановки (№ 1 на рис. IV-10).

1 — вулканогенно-осадочная толща; *2* — метаморфизованные породы; *3* — дайки диоритовых порфиритов неогенового комплекса; *4* — интрузивы неогенового комплекса: *а* — гранодиориты, *б* — диориты и кварцевые диориты; *5* — дайки плагиопорфиров; *6* — порфировидные трахитоидные сиениты; *7* — габбро; *8* — гипербазиты: *а* — пироксениты, *б* — оливиниты; *9* — зоны ороговикования; *10* — зоны ортоклазовых метасоматитов; *11* — границы между фациями интрузивных пород; *12* — места находок фауны; *13* — главный разлом; *14* — тектонические нарушения; *15* — элементы залегания пород; *16* — границы крупных ксенолитов.

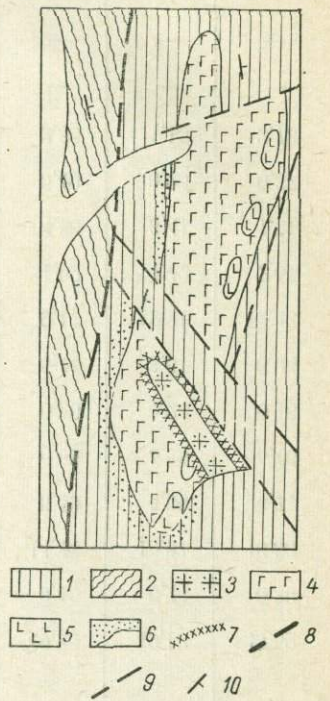


Рис. IV-12. Схема строения Френцовского массива (№ 2 на рис. IV-10).

1 — вулканогенно-осадочная толща; *2* — метаморфизованные породы; *3* — сиениты; *4* — габбро, габбро-сиениты; *5* — гипербазиты; *6* — зоны ороговикования; *7* — зоны калиевого метасоматоза; *8* — главный разлом; *9* — тектонические нарушения; *10* — элементы залегания.

Таблица IV-11

Средний химический состав и числовая характеристика эффузивных и субвулканических пород Ирунейского комплекса

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	48,29	44,61	48,48	47,09	48,69	50,05	53,30	54,41	52,00	69,80	49,20	49,18	45,52
TiO_2	0,50	0,95	0,50	1,29	0,73	1,00	0,36	0,39	0,51	0,14	0,46	0,28	0,39
Al_2O_3	13,46	14,45	12,88	18,61	16,49	18,53	15,07	18,22	17,08	14,90	14,44	10,81	16,53
Fe_2O_3	6,21	5,22	7,41	4,80	5,40	2,79	4,57	3,80	4,22	0,81	5,59	6,36	6,71
FeO	5,75	6,11	4,50	6,75	4,89	4,68	3,96	4,50	3,93	2,49	6,05	5,65	5,16
MnO	0,17	0,19	0,23	0,34	0,22	0,17	0,16	0,19	0,14	0,07	0,26	0,20	0,18
MgO	6,17	6,26	7,57	4,41	5,84	3,21	3,84	3,68	4,69	1,29	5,14	8,61	6,04
CaO	9,72	8,87	10,50	8,60	8,31	8,57	7,12	5,13	6,71	2,53	9,17	12,21	12,43
Na_2O	2,33	2,64	1,70	3,55	3,20	4,75	3,39	4,69	4,35	4,08	1,92	1,42	2,51
K_2O	3,77	3,34	3,52	0,41	2,35	0,95	4,74	3,43	2,02	1,93	4,58	3,41	1,51
H_2O	0,45	1,04	—	0,40	0,33	0,45	0,30	0,46	0,44	0,15	0,40	0,23	0,37
П.п.п.	3,01	3,39	2,53	3,51	3,22	5,39	2,97	1,16	3,28	2,04	2,36	1,15	2,73
P_2O_5	—	—	0,47	—	—	—	—	—	0,17	0,01	—	—	—
CO_2	—	0,77	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,83	99,84	100,29	99,76	99,67	100,54	99,78	100,04	99,54	100,24	99,57	99,51	100,08
a	10,6	11,1	8,7	9,1	11,0	12,9	14,6	15,6	13,0	11,6	11,2	7,7	8,0
c	3,8	4,5	4,2	9,0	6,0	6,9	3,0	4,6	5,5	3,0	4,2	3,1	7,5
b	29,7	22,5	31,9	22,3	24,6	17,8	20,5	16,1	19,1	7,2	27,0	35,6	30,2
s	55,9	55,9	55,2	59,6	58,4	62,4	61,9	63,6	62,4	78,2	57,6	53,6	54,3
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28	—	—	—
c'	27	23	27	11	18	25	28	10	16	—	26	31	27
f'	37	38	33	53	40	42	40	50	40	42	41	30	37
m'	36	39	40	36	48	33	32	40	44	30	33	39	36
n	48	53	42	93	68	88	52	68	77	77	39	39	72
t	0,74	1,52	0,74	2,0	1,1	1,5	0,6	0,5	0,68	0,001	0,73	0,48	0,63
φ	18,1	15,9	19,5	20,1	19,7	14,1	19,7	20,8	19,5	9,3	18,1	14,6	19,8
Q	—13,3	—14,9	—11,2	—8,0	—9,2	—7,9	—8,4	—8,6	—6,7	30,2	—11,4	11,3	—15,1
a/c	2,8	2,5	2,1	1,0	1,8	1,9	4,9	3,4	2,4	3,9	2,7	2,5	1,0

* Номер анализа: 1 — лейцититы (среднее из 5 анализов); 2 — лейцитовые тефриты (среднее из 2 анализов); 3 — пироксеновые трахибазальты (1 анализ); 4 — плагиоклазовые трахибазальты (среднее из 2 анализов); 5 — плагиоклаз-пироксеновые трахибазальты (среднее из 10 анализов); 6 — афировые базальты и спилиты (среднее из 2 анализов); 7 — биотит-пироксен-плагиоклазовые трахиандезито-базальты (среднее из 4 анализов); 8 — биотит-амфибол-пироксен-плагиоклазовые трахиандезито-базальты (среднее из 2 анализов); 9 — трахиандезито-базальты с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена и амфибола (среднее из 4 анализов); 10 — плагиопорфиры (среднее из 7 анализов); 11 — псевдолейцитовые порфиры (1 анализ); 12 — порфировидные шонкиниты (1 анализ); 13 — порфировидные слюдяные лампрофиры (1 анализ).

В то же время постепенные переходы между указанными разновидностями в пределах одного массива, полосчатые такситовые и шлировидные текстуры габброидов с обособлением гипербазитовых шлиров свидетельствуют о генетической общности различных пород, сложной эволюции расплавов в магматических камерах и, по-видимому, о небольших интервалах времени между отдельными фазами.

Примером гипербазитовых интрузивов ранней фазы являются массивы верховьев рек Левой Андриановки, Евсейчихи и бассейна р. Филиппа. Сходство между ними позволяет ограничиться рассмотрением массива р. Левой Андриановки (см. рис. IV-11). Этот массив имеет несколько асимметричную подковообразную в плане форму. Внутреннюю часть массива слагают оливиниты и перидотиты, которые постепенно переходят через биотитовые перидотиты в биотитовые пироксениты — наиболее распространенную в массиве разновидность пород. Местами в краевых частях интрузивного тела пироксениты через пироксеновые горнблендиты переходят в горнблендиты. Возможно, что последние образовались за счет пироксенитов, о чем свидетельствуют реакционные взаимоотношения между моноклинными пироксеном и амфиболом.

Все слагающие интрузив породы претерпели значительные позднемагматические — метасоматические изменения, что несколько затушевывает общие закономерности строения массива. В оливинитах и перидотитах содержатся гнезда и прожилки биотита и флогопита, с которыми ассоциирует зеленый диопсид. Эти образования имеют явно метасоматическое происхождение. В одних случаях в них преобладает слюда и породы приближаются к слюдитам, состоящим из флогопита, биотита с небольшим количеством диопсида и апатита; в других — это почти мономинеральные диопсидовые пироксениты. В ряде случаев по оливиновым породам и биотитовым пироксенитам развиваются пегматоидные биотит — флогопит-диопсидовые породы с размером кристаллов до 20 *см*. Они образуют зоны, прослеживающиеся до 200 *м*. Пегматоиды прорваны маломощными жилами косьвитов (табл. IV-12).

Во вторую интрузивную фазу образовались массивы пироксен-амфиболовых и амфиболовых габбро и габбро-диоритов, обладающих полосчатыми и такситовыми текстурами и содержащих шлирообразные обособления пироксен-горнблендитового и горнблендитового состава (интрузивы верховий рек Кенсол и Евсейчихи). Они прорывают гипербазиты первой фазы и содержат их ксенолиты.

В третью фазу сформировались интрузивные тела сиенитов, причем различаются два типа: своеобразные крупнозернистые порфировидные трахитоидные сиениты и равномернозернистые сиениты, аналогичные сиенитам дифференцированных массивов. Трахитоидные порфировые сиениты образуют овальное в плане тело в бассейне р. Левой Андриановки (см. рис. IV-11). Наиболее глубокие части его вскрыты на левом берегу реки и представлены кварцевыми сиенитами. Апикальная часть вскрывается на правом берегу реки (за разломом) и в зоне эндоконтакта сложена мелкозернистыми габбро-сиенитами, которые постепенно к центральной части выхода сменяются порфировидными крупнозернистыми сиенитами, приближающимися по составу к щелочным сиенитам. Эти породы прорваны дайками лейкократовых средне-мелкозернистых сиенитов. Указанные порфировидные сиениты внешне близки к ортоклазовым метасоматитам, описание которых приводится ниже.

Обособленные интрузивы равномернозернистых сиенитов магматического облика в настоящее время не известны. По данным Г. Б. Флерова, сиениты этого типа в ассоциации с габбро-сиенитами образуют самостоятельную интрузивную фазу в габбро-сиенитовом массиве р. Евсейчихи. Аналогичные сиениты и габбро-сиениты характерны для сложно дифференцированных гипербазит-габбро-сиенитовых интрузивных массивов. В сиенитах р. Левой Андриановки содержатся ксенолиты ги-

Таблица IV-12

Минеральный состав пород левоандриановского комплекса (об. %)

Порода	Оливин	Авгит-диопсид	Диопсид	Ортопироксен	Биотит	Флогопит	Амфибол	Магнетит	Апатит
I фаза									
Оливиниты	100	+	—	+	—	—	—	—	—
Слюдяные перидотиты	40—50	25—45		+	15—25		—	+	—
Биотитовые пироксениты	—	65—90	—	—	5—25	+	—	2—12	1—3
Пироксеновые горнблендиты	—	10—40	—	—	+	—	60—90	1—3	1—2
Горнблендиты	—	5	—	—	+	—	90—95	1—3	1—2
Слюдиты	—	—	20—30	—	60—80		—	+	5—10
Диопсидовые пироксениты	—	—	100	—	+	+	—	—	+
Косьвиты	—	40—70		—	—	—	—	30—60	2—3

Порода	Авгит-диопсид	Амфибол	Биотит	Плагиоклаз	Магнетит	Сфен	Апатит
II фаза							
Пироксен-амфиболовые меланократовые габбро	10—15	50	5	35—40	2—3	+	+
Амфибол-пироксеновые меланократовые габбро	30—40	15—20	5—10	35—40	2—3	+	+
Пироксен-амфиболовые габбро	40—45			50—60	2—3	+	+
Лейкократовые габбро и габбро-диориты	30—35			60—65	3—5	+	1

Порода	Клинопироксен	Амфибол	Биотит	Ортоклаз	Плагиоклаз	Кварц	Сфен	Апатит	Магнетит
III фаза									
Порфировидные трахитоидные кварцевые сиениты	5—10		—	50—60	20—40	5—10	+	+	+
Трахитоидные габбро-сиениты	20—45	+	10—15	40	20—25	—	+	+	+
Субщелочные трахитоидные порфировидные сиениты	5—10		+	80—85	10	—	+	+	+
Лейкократовые сиениты	—	—	—	50	50	+	—	+	—
Габбро-сиениты*	0—15	15—30	2—7	20—40	35—50	0—5	+	+	+
Сиениты	+	10—25	+	40—60	25—30	0—5	+	+	+
Кварцевые сиениты	10—15		—	50—60	20—30	5—10	+	+	+

* Габбро-сиениты, сиениты и кварцевые сиениты, данные в трех последних графах, наиболее характерны для сложно дифференцированных интрузий.

пербазитов, а в сиенитах массива р. Евсейчихи — многочисленные ксенолиты пироксенитов и габбро. В экзоконтактовых зонах сиенитовых интрузий отмечаются ореолы калишпатизации, которая тем интенсивнее, чем выше основность вмещающих пород.

По видимому, одновременно с внедрением самостоятельных тел гипербазитов, габбро и сиенитов, образующих три последовательные интрузивные фазы, происходило формирование сложно дифференцированных интрузивных массивов гипербазит-габбро-сиенитового и габбро-сиенитового состава. Слагающие их породы связаны друг с другом промежуточными типами, хотя иногда между ними наблюдаются и интрузивные взаимоотношения. В последнем случае всегда более меланократовые породы прорываются более лейкократовыми. Примером сложно дифференцированного массива может служить Френцовский интрузив, расположенный на водоразделе рек Озерной Камчатки и Кунч (см. рис. IV-12). В пределах этого массива наблюдается все разнообразие пород левоандриановского комплекса. Гипербазиты здесь образуют цепочку тел, вытянутую вдоль восточного края массива, и, по-видимому, связаны постепенными переходами с меланократовыми и затем лейкократовыми габбро. В пределах этого же массива гипербазиты образуют в габбро шлирообразные обособления линзовидной или неправильной формы, а также встречаются в габбро, габбро-сиенитах и сиенитах массива в виде ксенолитов различного размера. При этом постепенные переходы между гипербазитами и габбро осуществляются преимущественно через пироксен-амфиболовые и амфиболовые разности гипербазитов.

Материалом аналогичного (пироксен-горнблендитового и горнблендитового) состава сложены и шлирообразные обособления в габбро. В ксенолитах чаще присутствуют оливиниты, перидотиты и пироксениты. Гипербазиты Френцовского массива представлены оливинитами, перидотитами, диопсидовыми пироксенитами, биотитовыми пироксенитами, слюдитами, пироксеновыми горнблендитами и горнблендитами. Габбро-диориты и габбро слагают преимущественно периферические части массива и через габбро-сиениты связаны постепенными переходами с сиенитами центральной части массива. Местами наблюдается отклонение от сиенитов к кварцевым сиенитам и реже диоритам. В габбро-сиенитах и сиенитах содержатся ксенолиты габбро и габбро-диоритов. Кварцевые сиениты изредка образуют жилы и дайки в сиенитах и габбро-сиенитах.

Указанные соотношения говорят о последовательном внедрении габбро и сиенитов, разделенных небольшим промежутком времени, и последующей сиенитизации габброидов. Косвенным подтверждением этого служит наличие зоны своеобразных такситовых габбро-сиенитов вокруг центральной существенно сиенитовой части интрузива. В породах такситового строения наблюдаются участки габбрового, габбро-диоритового и сиенитового состава.

Петрохимическая характеристика левоандриановского комплекса в настоящее время недостаточная, вследствие чего на диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. IV-13, табл. IV-13) нанесены все имеющиеся полноценные анализы.

Характерной чертой заключительной фазы позднемелового (?) — палеогенового магматизма служит широкое развитие калиевых метасоматитов, которые образуют зоны длиной до 200 *м* при мощности до 15 *м*. Например, в пределах гипербазитового массива на Левой Андриановке (см. рис. IV-11) метасоматическому преобразованию подвергаются пироксениты, горнблендиты, прорывающие их габброиды, а также вмещающие массив сланцы.

Максимальному изменению подвергаются наиболее основные породы, причем в процессе щелочного метасоматоза происходит существенное минеральное и структурное преобразование пород. Гипербазиты и базиты замещаются гастингситом, биотитом и минералами группы эпи-

Химический состав и числовая характеристика пород левоандриановского комплекса

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5	6
SiO_2	63,16	61,93	57,11	44,20	43,65	40,94
TiO_2	0,21	0,21	0,54	1,28	1,63	0,32
Al_2O_3	19,07	18,50	16,19	16,26	9,26	13,30
Fe_2O_3	1,13	2,55	3,79	6,48	5,21	6,18
FeO	1,07	1,63	3,49	6,05	9,04	10,45
MnO	Сл.	0,12	0,17	0,16	0,16	0,28
MgO	0,26	1,42	4,02	7,26	11,32	10,38
CaO	1,50	3,96	5,81	11,35	16,26	14,67
Na_2O	6,90	3,67	3,33	2,44	0,82	1,13
K_2O	5,94	5,52	4,51	0,85	2,36	1,82
H_2O	—	0,08	—	—	0,10	0,14
П.п.п.	0,90	0,92	1,30	3,40	0,32	0,77
P_2O_5	0,10	—	—	0,18	—	—
Сумма	100,34	100,51	100,41	99,91	99,83	100,38
a	23,7	16,5	13,8	7,0	4,8	5,0
c	0,9	4,4	4,0	8,0	3,4	6,2
b	3,4	6,8	16,6	31,3	44,9	43,3
S	72,0	72,3	65,6	53,7	46,9	45,5
c'	28	8	18	20	33	26
f'	58	56	41	39	27	35
m'	14	36	41	41	40	39
n	63,5	50,9	52,5	79,5	34,2	48,6
t	0,28	0,29	0,62	2,10	2,15	0,58
φ	28,0	32,6	19,8	18,6	9,3	11,9
Q	—4,3	+7,2	—0,4	—14,6	—19,2	—25,8
a/c	26,3	3,8	3,5	0,87	1,5	0,8

* Номер анализа: 1 — лейкократовый сиенит, обр. 2085[в]; 2 — порфировидный трахитоидный кварцевый сиенит, обр. 2061[в]; 3 — биотит-пироксен-амфиболовый габбро-сиенит, обр. 2554; 4 — биотит-амфибол-пироксеновое габбро, обр. 2098[б]; 5 — биотитовый пироксенит, обр. 1926; 6 — пироксеновый горнблендит, обр. 1919[б].

дота. В промежутках между темноцветными минералами разрастается калиевый полевой шпат вплоть до образования пород порфировидного трахитоидного облика с крупными (до 5—7 *см* в длину) кристаллами ортоклаза. По калиевому полевому шпату и в промежутках между его зернами развивается альбит. Метасоматиты по габброидам несколько беднее калиевым полевым шпатом, чем метасоматиты по гипербазитам, и калиевый шпат в них не образует крупных порфировидных кристаллов. Как отмечалось выше, ортоклазовые метасоматиты чрезвычайно сходны с порфировидными сиенитами, что, по-видимому, свидетельствует о тесной сопряженности магматических и постмагматических процессов при формировании левоандриановского комплекса. Метасоматиты указанного типа встречаются и вне прямой связи с магматическими телами левоандриановского комплекса, развиваясь по вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам верхнего мела (Василевский, Ротман, 1965).

Тесная связь в пространстве и времени проявлений эффузивного (ирунейский комплекс) и интрузивного магматизма (левоандриановский комплекс), сходные особенности минералогического состава и повышенная, существенно калиевая, щелочность слагающих их пород свидетельствуют о комагматической связи магматических образований позднемелового — палеогенового возраста. По-видимому, эффузивы ирунейского комплекса и интрузивные породы левоандриановского комплекса обра-

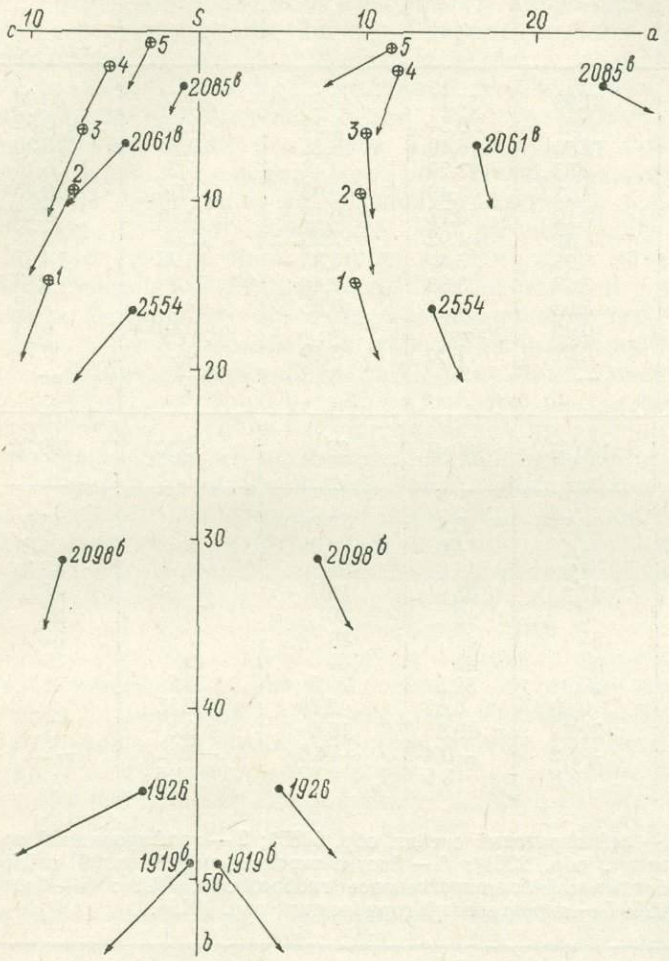


Рис. IV-13. Петрохимическая диаграмма интрузивных пород левоандриановского комплекса (Cr_2(?)—Pg) и неогеновых гранитоидов Западной Камчатки.

Кружки черные — породы левоандриановского комплекса, номера соответствуют номерам табл. IV-13. Кружки с крестами—неогеновые гранитоиды Западной Камчатки, номера соответствуют номерам табл. IV-16.

зовались в результате дифференциации единой родоначальной базальтовой магмы повышенной щелочности.

Неоген. Магматическая деятельность в неогене сосредоточилась в пределах относительно узкой зоны Срединного Камчатского хребта, где происходили интенсивные извержения преимущественно андезитовых вулканов. Интрузивные породы сосредоточены в южной и северной частях этой вулканической зоны, а также в северной части жесткой глыбы, образованной метаморфическими и позднемеловыми породами. Структурное положение вулканических и интрузивных пород неодинаково. Первые образуют вулканическую дугу, имеющую в общем северовосточное простирание. Интрузивные породы обнаруживают связь с поперечными зонами разломов, разграничивающими крупные блоки донеогенового фундамента.

В тылу неогеновой вулканической зоны вдоль побережья Охотского моря сформировалась провинция щелочных пород, представленная

скоплением мелких интрузивных тел. Эта провинция аналогична тыловым зонам Японских островов и других вулканических дуг Тихого океана.

В неогене начался наземный андезитовый вулканизм и в пределах Корякского нагорья, однако точное время заложения Апукской вулканической зоны не известно; возможно, что образование вулканов относится к миоцену.

Вулканические породы неогена на Камчатке разделяются на два комплекса: анавгайский (нижне-среднемиоценовый) и алнейский (верхнемиоцен-плиоценовый). Интрузивные породы представлены интрузиями миоценового возраста, экструзиями, тесно связанными с алнейским комплексом, а также упомянутым выше щелочным интрузивным комплексом Западной Камчатки.

Анавгайский вулканический комплекс. Породы комплекса обнажаются в относительно узких горстах в пределах вулканической зоны северной части Срединного хребта. Лишь к северу от 58-ой параллели они образуют более широкие поля.

Нижняя часть комплекса (крапивнинская свита) сложена лавами и вулканическими брекчиями, содержащими редкие прослои вулканогенно-осадочных пород с остатками морской фауны. Среди лав преобладают базальты и андезиты. Базальты содержат только вкрапленники плагиоклаза (андезина-лабрадора) и авгита, а андезиты, кроме того, гиперстен и изредка зеленую роговую обманку. Основная масса пород обычно сильно разложена, стекло замещено вторичным кварцем и хлоритом. Наиболее часто наблюдаются микропойкилитовая и реликтовая микролитовая структуры основной массы. Мощность нижней части анавгайского комплекса превышает 2000 *м* .

Верхняя часть комплекса (березовская свита) мощностью до 1200 *м* сложена лавами, вулканическими брекчиями, туфоконгломератами и туффитами. Состав вулканических продуктов здесь более кислый, чем в нижней части комплекса. Преобладают андезито-дациты, хотя широко распространены также андезиты и дациты.

В андезито-дацитах в виде вкрапленников присутствуют плагиоклаз (андезин или андезин-лабрадор), базальтическая роговая обманка и биотит; иногда к ним присоединяется и гиперстен, а из акцессорных минералов — апатит. Структура основной массы лав обычно фельзитовая, микролитовая, кристаллитовая и гиалопилитовая. Очень характерна для дацитов флюидальная текстура.

Андезиты верхней части анавгайского комплекса содержат вкрапленники авгита и плагиоклаза, только плагиоклаза, а также зеленой роговой обманки. Наиболее распространены двупироксеновые (авгит-гиперстеновые) разновидности. Основная масса андезитов обладает микролитовой, интерсертальной и серийно-порфировой структурами. Относительно редко встречаются базальты, содержащие во вкрапленниках оливин наряду с пироксеном и плагиоклазом или только плагиоклаз.

Среди пород верхней части комплекса выделяются своей текстурой эвтакситовые лавы («туфолавы»), содержащие линзы и полосы различно раскристаллизованных и окрашенных пород, преимущественно андезито-дацитового состава.

Под микроскопом устанавливается, что основная масса одних участков обладает микрофельзитовой структурой, а других — кристаллитовой, что, по-видимому, связано с некоторым различием состава пород. Эти лавы очень близки к семлячикским туфолавам, описанным В. И. Влодавцем (1953).

Лавы комплекса являются представителями Тихоокеанской петрографической провинции. Их известково-щелочной индекс близок к 60, а индекс Ритмана равен 1,94. Начальные излияния этого комплекса близки к высокоглиноземистым базальтам (табл. IV-14), а конечные —

Таблица IV-14

Средний химический состав и числовая характеристика эффузивов анавгайского комплекса

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4
SiO_2	71,22	67,83	58,32	50,86
TiO_2	0,11	0,43	0,70	0,86
Al_2O_3	12,44	15,47	16,55	17,18
Fe_2O_3	0,31	2,01	3,92	3,64
FeO	1,39	1,27	2,88	5,52
MnO	0,05	0,07	0,14	0,14
MgO	0,43	1,03	3,11	5,25
CaO	0,96	2,36	6,24	9,0
Na_2O	3,42	4,24	3,40	2,73
K_2O	4,00	2,90	1,83	1,59
H_2O	0,84	0,16	0,55	0,34
П.п.п.	5,22	1,91	2,03	2,80
P_2O_5	—	0,06	0,13	0,06
CO_2	—	—	0,15	0,05
Сумма	100,38	99,74	99,95	100,02
a	12,8	13,5	10,5	8,7
c	1,2	2,9	6,3	7,7
b	3,4	6,1	13,5	22,1
s	82,6	77,5	69,7	61,5
a'	33	24	—	—
c'	—	—	12	17
f'	47	48	47	41
m'	20	28	41	42
n	57	69	74	72
t	0,08	0,44	0,92	1,28
φ	8,2	26,7	25,4	14,9
Q	+38,4	+25,1	+9,2	—2,0
a/c	10,7	4,7	1,7	1,1

* Номер анализа: 1 — липариты (1 анализ); 2 — дациты (среднее из 8 анализов); 3 — андезиты (среднее из 16 анализов); 4 — базальты (среднее из 14 анализов).

к дацитам, что говорит о гомодромной последовательности развития вулканизма по времени (см. рис. IV-9).

Породы комплекса подверглись интенсивной пропилитизации. С пропилитами ассоциируют полиметаллические, медно-молибденовые и золото-серебряные рудопроявления Центральной Камчатки (Лазурное, Озерновское и др.). Рудная минерализация во вторичных кварцитах, развитых в породах комплекса, менее разнообразна; с ними связаны рудопроявления мышьяка, сурьмы и ртути, причем в верхних горизонтах рудопроявлений к ним нередко присоединяется самородная сера (рудопроявления г. Огонсиглы и хр. Четловари).

Алнейский вулканический комплекс. Выходы пород комплекса протягиваются широкой полосой в осевой части Камчатского полуострова от р. Кирганик на юге до р. Тымлат на севере. В пределах южной части Корякского нагорья этому комплексу, вероятно, соответствует часть апукской свиты.

Для нижней части комплекса характерны тесная связь вулканических пород с вулканогенно-осадочными и их взаимопереходы как по простиранию зоны, так и вкрест ее.

Верхняя часть комплекса, иногда отчетливо обособляющаяся в самостоятельную толщу, сложена преимущественно вулканическими брекчиями и лавами. Наблюдается отчетливое увеличение кислотности вулканических продуктов снизу вверх по разрезу комплекса, вплоть до появления пород липарит-дацитового состава, которые образуют иногда игнимбритовые покровы, выделяемые в последнее время в самостоятельную (голыгинскую) свиту. Несмотря на отсутствие органических остатков в породах комплекса, его возраст устанавливается как дочетвертичный (позднемиоцен-плиоценовый) на основании палеомагнитного изучения пород, проведенного В. В. Кочегурой, а также на основании сопоставления с синхронными вулканогенно-осадочными толщами.

Самую большую группу вулканокластических пород алнейского комплекса составляют вулканические брекчии, среди которых выделяются отложения лахаровых и агломератовых потоков. Последние обычно ассоциируют с пемзами и игнимбритами [Ротман, 1963]. Подавляющее большинство лав комплекса относится по составу к андезитам. В нижней части разреза встречаются базальты и андезито-базальты, а в верхней — дациты и андезито-дациты. В более северных районах (на Камчатском перешейке), судя по данным И. Ф. Мороза, присутствуют также трахиты.

Базальты представлены афировыми или порфировыми разновидностями. Количество вкрапленников в последних колеблется от 10 до 46%. В порфировых выделениях присутствуют оливин, клинопироксен и плагиоклаз.

Плагиоклаз, составляющий от 40 до 80% всех вкрапленников, представлен кристаллами, сдвойникованными по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам, и имеет состав лабрадора-битовнита. Часты зональные кристаллы с битовнитовым ядром и более кислой краевой зоной (андезин-лабрадоровой).

Клинопироксен представлен авгитом, составляющим от 20 до 40% вкрапленников. По оптическим свойствам это умеренно кальциевый авгит. Оливин, встречаемый в виде мелких округлых зернышек (до 0,2 *мм*), составляет от 0 до 15% вкрапленников. Он представлен магнезиальной разновидностью, содержащей 15—25% фаялитового компонента.

Основная масса базальтов имеет пилотакситовую, микродолеритовую и толеитовую структуру. Лейсты плагиоклаза в основной массе достигают в длину 0,3 *мм;* пироксен образует мелкие изометричные зерна размером до 0,1 *мм*. В толеитовых разновидностях присутствует бурое стекло (с тонкими волокнами плагиоклаза).

Андезито-базальты образуют группу переходных к андезитам пород и не отличаются отчетливо ни от базальтов, ни от андезитов. Как правило, в них отсутствует оливин. Количество вкрапленников значительно больше, чем в андезитах (до 30% и более). Вкрапленники представлены плагиоклазом (андезином-лабрадором), составляющим 70—90% всех вкрапленников, авгитом и гиперстеном (10—20%) и магнетитом (2—10% от общего количества вкрапленников).

Основная масса чаще всего обладает интерсертальной структурой, иногда переходной к гиалопилитовой. В основной массе вместе с плагиоклазом (№ 50—55) присутствуют мелкие зернышки пироксена размером в сотые доли миллиметра. Наряду с субкальциевым авгитом здесь встречается также бронзит. Среди андезитов алнейского комплекса наиболее распространены двупироксеновые разновидности. Оливин в них встречается редко. Вкрапленники составляют 10—20% породы и представлены авгитом, гиперстеном и плагиоклазом. Плагиоклаз составляет до 80% от общего количества вкрапленников. Чаще всего он представлен свежими зональными зернами андезина-лабрадора. Основная масса андезитов нередко обнаруживает высокую степень раскристаллиза-

ции и имеет серийно-порфировую, микродолеритовую, толеитовую и реже гиалопилитовую структуры.

Андезито-дациты отличаются от андезитов высоким процентным содержанием плагиоклаза во вкрапленниках. Липарито-дациты и дациты содержат во вкрапленниках плагиоклаз (андезин), биотит и базальтическую роговую обманку; кварц в них встречается исключительно редко, а калишпат вообще не наблюдался.

Основная масса всех пород обычно флюидальная с микрофельзитовой или кристаллитовой структурами. Очень характерны для алнейского комплекса игнимбриты, обнаруживающие различную степень спекания. В наиболее плотных разновидностях из района верховьев Анавгая отсутствуют признаки витрокластической структуры: обломки пород и кристаллов и линзы вулканического стекла заключены в неравномерно окрашенном флюидальном стекле. Игнимбриты из района верховьев р. Копылье, тесно связанные с пемзами, обладают характерной литовитрокластической структурой.

Пемзовые туфы, как и игнимбриты, относящиеся к верхней части комплекса, состоят из обломков кислого пузыристого («волокнистого») стекла в кристаллопепловой массе. Наблюдаются также отдельные обломки андезитов, кристаллов зеленой роговой обманки и плагиоклаза.

Заключительные стадии формирования алнейского комплекса ознаменовались выжиманием вязкой лавы среднего и кислого состава, образовавшей куполообразные тела — экструзии, залегающие среди пород алнейского комплекса (Д. С. Харкевич, 1940).

Наиболее изученная из них экструзия в верховьях р. Озерновской «Диана» представляет собой веерообразный экструзивный купол, согласно классификации, предложенной В. И. Влодавцем (1954), т. е. относится к тому же типу, что и Новарупта, Лассен-Пик и др.

Более мелкие купола в цепочке, которые располагаются к северо-востоку от «Дианы», имеют аналогичное строение. Отдельные крупные экструзии этого же типа, сложенные полосчатыми дацитами, наблюдались в верховьях р. Быстрой (Козыревской). Одна из них располагается в районе горы Оччамо, а другая слагает гору Козыревку.

Для веерообразных экструзий очень характерно присутствие в них большого количества даек, как правило, более основного состава, чем экструзивные породы. Эти дайки небольшой мощности подчеркивают веерообразное строение экструзий, так как сходятся в направлении к центру куполов. Одна из наиболее «насыщенных» дайками экструзий была встречена на водоразделе рек Анавгая и Кахтуна в Быстринском хребте. Экструзия представляет собой купол длиной около 2 *км* и шириной до 800 *м*, в северной части пересеченный более чем двадцатью базальтовыми дайками, которые сближаются не только по направлению к центру купола, но и в горизонтальной плоскости в северном направлении. Последнее позволяет предположить, что купол имеет асимметричное строение и что вулканический канал находится в северной его части.

Второй тип экструзий встречается значительно реже. Он представлен экструзией, расположенной на водоразделе рек Копылье и Быстрой (Козыревской) среди вулканических брекчий алнейской серии. Это небольшое (до 30 *м* в диаметре) слегка наклоненное к востоку столбообразное тело буровато-коричневых плагиоклазовых дацитов, содержащих включения пористых базальтов и пористого стекла. Высота «столба» достигает 15 *м*. Столбообразное тело расположено среди развалов обломочных пород, напоминающих туфы. По классификации В. И. Влодавца, это обелиск из группы массивных экструзивных куполов.

По химическому составу породы алнейского комплекса и комплекса экструзий относятся к тихоокеанскому типу пород с известково-щелочным индексом, близким к 60. Они насыщены и пересыщены кремнезе-

мом (табл. IV-15, рис. IV-9). Индекс Ритмана для лав составляет 1,68, так что они близки к наиболее известковому классу пород тихоокеанского типа.

Таблица IV-15

Средний химический состав и числовая характеристика эффузивов алнейского комплекса

Окислы	1*	2	3	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1	2	3
SiO_2	63,12	57,0	50,83	a	13,3	9,9	8,3
TiO_2	0,37	0,70	0,80	c	4,9	7,5	8,7
Al_2O_3	20,30	17,68	18,41	b	8,2	14,1	21,7
Fe_2O_3	1,93	4,94	5,78	s	73,7	68,5	61,3
FeO	0,87	2,33	3,68	a'	58	—	—
MnO	0,11	0,17	0,23	c'	—	9	14
MgO	0,50	3,40	5,50	f'	32	48	45
CaO	3,88	6,90	9,20	m'	10	43	41
Na_2O	4,14	3,25	2,91	n	70	77	81
K_2O	2,72	1,49	0,98	t	0,47	0,94	1,2
H_2O	0,06	0,24	0,51	φ	20,5	30,5	23,7
П.п.п.	1,83	1,39	1,17	Q	+15,9	+2,6	—2,7
P_2O_5	—	0,16	0,17	a/c	2,7	1,3	0,95
Сумма	99,83	99,65	100,17				

* Номер анализа: 1 — дацит (1 анализ); 2 — андезиты (среднее из 23 анализов); 3 — базальты (среднее из 10 анализов).

Как уже отмечалось, в северной части Камчатского полуострова (в районе перешейка) лавы и игнимбриты, относимые к алнейскому комплексу, принадлежат к щелочной ветви кислых пород. Их состав колеблется от трахидацитов до трахилипаритов. Однако детальное описание их в настоящее время отсутствует.

Большинство пород алнейского комплекса в той или иной степени затронуто процессами изменения. Наиболее распространены монтмориллонитизация вулканогенно-осадочных пород и палагонитизация вулканического стекла в лавах. Более узкие зоны, часто приуроченные к экструзиям, образуют гидротермально измененные породы типа вторичных кварцитов, с которыми иногда связаны проявления самородной серы, пирофиллита и алунита.

Выделение комплексов неогеновых интрузивных пород в настоящее время затруднительно. Интрузивные породы миоценового возраста образуют многочисленные тела, которые варьируют по составу от габбродиоритов до гранитов с постоянным преобладанием диоритов и гранодиоритов, и на территории Камчатки распространены крайне неравномерно. Огромное их большинство, практически все наиболее крупные массивы, располагаются в пределах полосы шириной около 100—150 *км*, которая протягивается от побережья Тихого океана (из района м. Жупановского — бухты Асача) в север-северо-западном направлении в район междуречья Ичи-Хайрюзовой. Эта полоса, по-видимому, приурочена к крупной диагональной зоне разломов, разделяющей Камчатский полуостров на блоки с различной геологической историей [Ротман, 1964]. Лишь к северу от 58° с. ш. расположена группа миоценовых интрузий, среди которых имеются значительные по размеру массивы. Ряд более

мелких интрузивов протягивается из этого района в юго-восточном направлении к п-ову Озерному. Возможно, что общее расположение интрузий в этой части Камчатки также связано с наличием крупной зоны разломов северо-западного направления. Миоценовые интрузии изучали В. Я. Степанов, С. Е. Апрелков, Я. Ш. Геворкян, В. К. Ротман, Б. А. Марковский, О. Н. Волынец и др. (1965), Г. Б. Флеров и А. В. Колосков, К. В. Прохоров (1964), М. А. Фаворская и другие (1965).

Миоценовый возраст интрузий обосновывается в большинстве случаев тем, что они прорывают палеонтологически охарактеризованные образования нижней части анавгайского комплекса (Озерновский массив, интрузивы рек Сухарики, Семеновой, Копылье, Тымкач и др.).

Б. А. Марковским в верховьях р. Левой Андриановки установлены четкие интрузивные взаимоотношения диорит-гранодиоритовой интрузии с крупнопорфировыми трахитоидными сиенитами последней фазы левоандриановского комплекса.

Абсолютный возраст неогеновых интрузий определялся Л. В. Фирсовым калий-аргоновым методом и колеблется преимущественно в пределах 33—36 млн. лет, что соответствует олигоцену, однако многие определения абсолютного возраста находятся в явном противоречии с имеющимися геологическими данными.

Форма большинства массивов миоценовых гранитоидов в плане овальная, реже вытянутая или неправильная. Наблюдается четкая связь вытянутых линзообразных в плане интрузий с разрывными нарушениями различных направлений. Контакты интрузий с вмещающими породами обычно крутые.

Размер массивов колеблется от сотен метров (мелкие штоки верховий рек Кирганика, Самки) до десятков, очень редко немногих сотен квадратных километров (Кувагдачский массив). Глубина эрозионного среза невелика и определяется различными исследователями в пределах 200—600 *м*, реже больше, вследствие чего можно предполагать, что многие близко расположенные изолированные выходы гранитоидов являются апикальными частями еще не вскрытых более крупных массивов.

Мелкие интрузивные тела миоценовых гранитоидов сложены преимущественно диоритовыми порфиритами и диоритами, реже кварцевыми диоритами, гранодиоритами или гранодиорит-порфирами, как, например, небольшие штоки среднего течения р. Самки, рек Сухарики, Кирганика, Тымкач. Более крупные массивы представляют собой сложно дифференцированные интрузивы с обычно хорошо выраженной зональностью. Краевые части этих интрузивных тел сложены более основными породами (габбро-диоритами и диоритами), которые постепенно сменяются к центральной части интрузивов более лейкократовыми породами, доходящими в редких случаях до биотитовых гранитов.

По данным Я. Ш. Геворкяна, сложно дифференцированным массивом является Озерновская интрузия, расположенная в верховьях правого притока Правого Кирганика. Габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты этого массива связаны постепенными переходами, причем граниты представляют собой наиболее глубинную фацию. В ряде массивов (Кирганикский массив, интрузив верховьев р. Богдановской — р. Хим, интрузивы правобережья р. Левой Андриановки), наряду с постепенными переходами от более мелкозернистых и меланократовых пород краевых частей к более крупнозернистым и лейкократовым породам центральных зон, наблюдаются интрузивные взаимоотношения более лейкократовых пород с более меланократовыми. Контакты их обычно нечеткие, зоны закалки отсутствуют, что свидетельствует о небольшом временном промежутке между их внедрением. Лейкократовые породы обычно содержат ксенолиты меланократовых.

Жильные дериваты в пределах миоценовых интрузивных тел представлены сингенетическими жилами аплитов, микропегматитов, аляскитов и редко пегматоидными жилами. Дайковый комплекс, связанный с миоценовыми гранитоидами, изучен недостаточно. По мнению различных исследователей, он представлен дайками диоритовых порфиритов и микродиоритов, гранодиорит-порфиров, монцонит-порфиров, а также спессартитов, малхитов и одинитов.

Основными разновидностями миоценовых интрузивных пород являются диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. Реже встречаются габбро-диориты, тоналиты, трондьемиты и совсем редко — мангериты и адамеллиты. Породы сложены плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксенами, амфиболом, биотитом, кварцем и калиевым полевым шпатом. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, цирконом, сфеном, редко- турмалином и ортитом. Вторичными минералами являются актинолит, эпидот, карбонат, серицит, цеолиты и сульфиды (пирит и халькопирит).

Структура пород меняется от габбровой в габбро-диоритах до призматическизернистой в диоритах и кварцевых диоритах и гипидиоморфнозернистой в гранодиоритах и гранитах. В более основных разновидностях, содержащих калиевыей полевой шпат, наблюдаются участки монцонитовой структуры. Количество и соотношение темноцветных минералов закономерно изменяются от основных разновидностей к кислым за счет уменьшения количества пироксена и увеличения содержания амфибола и биотита, вплоть до образования биотитовых гранитов. Характерны постоянно наблюдающиеся реакционные взаимоотношения между ромбическим пироксеном (гиперстеном), моноклинным пироксеном (диопсидом), амфиболом (обыкновенной роговой обманкой) и биотитом.

Плагиоклаз в гранитоидах зональный и сильно варьирует по составу: в породах ряда габбро—диорит—гранодиорит — от битовнита, чаще лабрадора в ядерных частях кристаллов, до андезина в краевых зонах, а в гранитах — от андезина центральных частей кристаллов до олигоклаза в периферических зонах. Калиевый полевой шпат представлен анортоклазом и реже — ортоклазом. Широкое развитие порфировидных структур, реакционные взаимоотношения темноцветных минералов, совместное присутствие основного плагиоклаза, калиевого полевого шпата, пироксена и биотита, а также полигональный характер плагиоклаза свидетельствует о неравновесных условиях кристаллизации миоценовых гранитоидов и об их образовании в гипабиссальных условиях.

Рассмотрение средних химических составов миоценовых гранитоидов, приведенных в табл. IV-16 и на диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. IV-13), показывает их близость к составам эффузивов анавгайского и алнейского комплексов и говорит об их комагматичности. Породы относятся к известково-щелочному типу магм, отличаются от него повышенной известковистостью [Прохоров, 1964]. По данным К. В. Прохорова, миоценовые гранитоиды и эффузивы содержат «единообразный» комплекс элементов-примесей, для которого характерны пониженное содержание (по сравнению с кларковым) хрома, никеля и бария и повышенные концентрации иттрия и свинца. Контактовые изменения во вмещающих породах вокруг миоценовых гранитоидов выражаются преимущественно в образовании маломощных зон роговиков.

Металлогеническая специализация миоценовых гранитоидов изучена недостаточно. В настоящее время можно говорить лишь о генетической связи с неогеновым магматизмом (в целом) эпитермальных рудопроявлений меди и молибдена, полиметаллов, золота и серебра. Анавгайский комплекс и миоценовые интрузии по всем признакам соответствуют андезит-диоритовой группе формаций, выделяемой Ю. А. Кузнецовым. Более детальное рассмотрение этого вопроса позволяет относить

Таблица IV-16

Средний химический состав и числовая характеристика пород *миоценового интрузивного комплекса*

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5
SiO_2	51,72	57,99	61,38	64,90	71,96
TiO_2	0,86	0,73	0,54	0,46	0,35
Al_2O_3	19,24	17,83	17,34	17,19	15,14
Fe_2O_3	4,19	2,91	2,14	1,31	0,96
FeO	4,76	4,28	3,51	2,79	1,59
MnO	0,11	0,08	0,07	0,07	0,11
MgO	4,92	3,85	3,09	1,47	0,80
CaO	9,10	6,70	5,77	4,35	2,49
Na_2O	2,89	2,76	3,14	3,52	3,60
K_2O	1,65	2,32	2,00	2,65	2,59
P_2O_5	0,17	0,18	0,20	0,12	0,07
SO_3	0,06	0,04	0,08	0,07	—
S	—	—	—	0,26	—
П.п.п.	0,33	0,33	0,74	0,84	0,34
Сумма . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
a	9,3	9,7	10,0	11,8	11,4
c	8,8	7,4	7,0	5,4	3,0
b	19,9	14,5	10,9	7,2	5,9
S	62,0	68,4	72,1	75,6	79,7
a'	—	—	—	11,5	38,2
c'	13,9	6,8	2,6	—	—
f'	42,9	46,8	48,7	53,9	39,3
m'	43,2	46,4	48,7	34,6	22,5
n	72,3	65,0	70,4	65,9	67,4
t	1,26	0,9	0,6	0,6	0,4
φ	18,6	17,4	16,6	15,4	13,5
Q	−3,4	+10	+17,2	+22,2	+33,6
a/c	1,1	1,3	1,43	1,2	3,8

* Номер анализа: 1 — габбро-диориты (среднее из 6 анализов); 2 — диориты (среднее из 14 анализов); 3 — кварцевые диориты (среднее из 10 анализов); 4 — гранодиориты (среднее из 6 анализов); 5 — граниты (среднее из 4 анализов).

анавгайский комплекс к ранней стадии орогенического развития Курило-Камчатско-Корякской области и рассматривать его в качестве члена геологической формации «зеленых туфов» (Ротман, 1965). Диориты тесно связаны именно с этой формацией.

Щелочной интрузивный комплекс Западной Камчатки. Комплекс щелочных пород Западной Камчатки представлен многочисленными мелкими (до 1—2 *км* в диаметре) субвулканическими телами разнообразных щелочных существенно калиевых пород. Дайки, силлы, купола, небольшие штоки щелочных пород приурочены преимущественно к Тигильскому поднятию и незначительно распространены в пределах Большерецкой и Паланской впадин. Щелочные породы Западной Камчатки изучали А. Е. Саватеев, П. А. Коваль, Н. Ф. Даниленко, Т. Ф. Мороз, И. С. Гузиев, Г. П. Сингаевский и другие при геологическом картировании этого региона.

По структурным особенностям, минеральному и химическому составу И. С. Гузиев (1965, 1966) выделяет три группы или серии щелочных пород: трахидолериты — кринаниты, санидиновые породы и шошониты-трахиандезиты. Все эти породы связаны взаимопереходами.

КУРИЛО-ВОСТОЧНОКАМЧАТСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА

Эффузивные образования. Поздний мел. Позднемеловой эффузивный вулканизм знаменует собой начало магматической истории Курило-Восточнокамчатской зоны. В пределах Восточной Камчатки вулканогенные образования позднего мела известны в районах Восточных хребтов, на о. Карагинском и п-овах Камчатского Мыса и Кроноцком.

Изучен позднемеловой вулканизм очень слабо, по существу сведения о нем основываются на геологических данных 1936—1941 гг. (М. Ф. Двали, Б. И. Пийп, Н. Д. Соболев, Д. С. Харкевич, А. В. Щербаков и другие).

По данным Д. С. Харкевича [1941, 1946] и других вулканическая деятельность в Восточной Камчатке в верхнемеловое время протекала в два этапа. Первые проявления вулканизма представляли собой незначительные излияния спилитов и диабазовых порфиритов, образовавших среди осадочных пород межпластовые залежи мощностью до 100—150 *м*. Стратиграфически эти образования входят в состав карагинской серии по схеме Л. П. Грязнова (1964).

Характерной особенностью спилитов и диабазовых порфиритов является шаровая отдельность, а также темно-зеленый цвет и тонкозернистое сложение. Спилиты имеют офитовую структуру, лишены вкрапленников и состоят из альбитизированного плагиоклаза, преобладающего в породе, хлорита и кальцита, заместивших первичные цветные минералы. Диабазовые порфириты внешне отличаются от спилитов наличием порфировых вкрапленников плагиоклаза. Отдельные неизмененные вкрапленники плагиоклаза имеют состав лабрадора. Основная масса офитовой или андезитовой структуры состоит из лейст альбитизированного плагиоклаза, вторичных хлорита и карбоната.

Главное мощное проявление вулканической деятельности в верхнемеловое время происходило в заключительный этап седиментационного режима геосинклинального развития Восточной Камчатки и сопровождалось излиянием лав состава андезитовых и базальтовых порфиритов, их лавобрекчий и туфов. Последующей складчатостью меловые отложения были смяты и прорваны интрузиями ультраосновных, основных и средних пород. По стратиграфической схеме Л. П. Грязнова вулканогенные образования этого этапа венчают серию кумроч, возраст которой условно определяется как верхнемеловой.

Андезитовые и базальтовые порфириты, их лавобрекчии и туфы характеризуются серой, зеленой и бурой окрасками различной интенсивности. Подавляющая часть этих пород имеет порфировую структуру. Вкрапленники представлены сильно соссюритизированным и карбонатизированным плагиоклазом и реликтами темноцветных минералов (авгита, оливина, роговой обманки). Основная масса андезитовой и офитовой структуры состоит из микролитов измененного плагиоклаза, зерен авгита, хлорита, карбоната и рудных зерен. Обычны миндалины хлорита и кальцита, часто очень многочисленные. Интенсивные вторичные преобразования эффузивно-пирокластических пород придают им зеленокаменный облик.

По мнению большинства камчатских геологов, вулканическая деятельность в Восточной Камчатке осуществлялась в пределах глубоких узких линейных прогибов и имела преимущественно подводный характер. Верхняя часть вулканогенных толщ формировалась, вероятно, уже в условиях субаэрального вулканизма, на что указывает значительное содержание в толщах пепловых и другого состава туфов.

На Курильских островах с энергичной вулканической деятельностью позднего мела связано накопление мощной вулканогенной толщи Малой Курильской гряды, известной под названием «шикотанской сви-

ты». В основании вскрытой части разреза залегает базальтовый покров. Он перекрыт толщей плотных темно-зеленых, реже зеленовато-бурых вулканокластических пород андезито-базальтового состава.

В верхней части свиты наблюдаются прослои туфогенных песчаников и изредка темноцветных глинистых сланцев, содержащих остатки иноцерамов кампанского возраста. В толще вулканокластических пород встречаются неправильной формы внедрения и силлы, переходящие в маломощные базальтовые покровы с хорошо выраженной шаровой отдельностью.

В конце мелового периода вулканическая деятельность прекратилась. В результате проявления предположительно раннепалеогеновой фазы складчатости произошло поднятие внешней островной дуги при затухании геосинклинального режима.

По геологической позиции и составу рассмотренные вулканогенные образования Курило-Восточнокамчатской складчатой зоны следует относить к формации базальтовых и андезитовых порфиритов ранних стадий развития складчатых областей.

Палеоген — неоген. Проявления эффузивной деятельности в палеогеновое время в рассматриваемом регионе известны в его северной части, Олюторской зоне. По Б. Х. Егиазарову и Л. И. Аникеевой (1966), вулканогенные образования здесь представлены преимущественно андезитами и их пирокластами. Зеленокаменные изменения не характерны, лишь в вулканогенно-кремнистых образованиях вочвинской толщи наблюдаются типичные спилиты, базальтовые и андезитовые порфириты.

Новая после палеоцен-эоцена вспышка эффузивной деятельности в Олюторской зоне отмечается в олигоцене — нижнем миоцене. Характер эффузивного магматизма наследуется от палеогенового этапа. Аналогично образованиям палеогена здесь преобладают покровы и потоки андезитов и их туфов, перемежающиеся с терригенными осадочными породами.

Неогеновые вулканогенные образования в Восточной Камчатке развиты преимущественно в ее южной части; далее они в виде прерывистой полосы прослеживаются в районах Центральной Камчатки. Изучены эти отложения еще недостаточно, по поводу расчленения их существует много противоречивых мнений.

По представлениям большинства камчатских геологов, в Восточной Камчатке имели место два кайнозойских вулканических цикла. К первому циклу относят образования верхнеолигоцен-среднемиоценового времени, объединенные в анавгайскую серию, ко второму — туфо-эффузивные толщи верхнемиоцен-плиоценового возраста алнейской серии. Упомянутые серии разделены угловым несогласием.

Самыми ранними вулканогенными образованиями в Юго-Восточной Камчатке, по данным В. М. Никольского (1954), являются зеленые порфириты, переслаивающиеся с различными туфогенными породами, содержащими линзы графитизированного угля, пестрые андезит-базальтовые лавобрекчии, альбитофиры, т. е. образования, связанные с подводным вулканизмом, близкие по составу спилито-кератофировой формации. Эти образования выделены С. Е. Апрелковым в 1960—1961 гг. в самостоятельную вилючинскую свиту (верхний олигоцен).

Позднее, в нижнемиоценовое время, вулканическая деятельность проявилась в излиянии андезитов и базальтов, переслаивающихся с грубообломочными туфогенными породами (конгломератами, гравелитами, песчаниками), что, по-видимому, связано с превращением подводных вулканов в наземные, образовавшие цепь вулканических островов. Эти вулканогенные породы, по С. Е. Апрелкову, на юго-востоке Камчатки относят к паратунской свите нижнемиоценового возраста. Породы вилючинской и паратунской свит прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов.

Завершился первый кайнозойский вулканогенный цикл в среднемиоценовое время излияниями лав андезитового и дацитового состава, которые впервые в 1946 г. выделил В. Я. Степанов на юге Авачинской губы. По данным М. А. Фаворской, в толще упомянутых пород встречаются купола и некки роговообманковых андезитов, биотито-роговообманковых дацитов и трахиандезитов.

Второй кайнозойский вулканический цикл (поздний миоцен — плиоцен) характеризовался последовательной сменой состава вулканических продуктов от основных к кислым. В Юго-Восточной Камчатке алнейская серия представлена туфобрекчиями плагиоклазовых базальтов, туфоконгломератами с преимущественным базальтовым и андезитовым составом обломков. В. Я. Степанов образование толщи связывал с деятельностью вулканов, располагавшихся на вулканических островах, частично с подводными извержениями и перемывом вулканического материала в прибрежной зоне (туфоконгломераты). Встречающиеся на небольших участках у Авачинской губы липариты, пемзовые туфы и скопления пемзы слагают, по Г. М. Власову, верхние части алнейской серии и представляют собой, по-видимому, продукты субаэрального вулканизма. Для алнейской серии характерны многочисленные экструзии андезитов, дацитов, липаритов. Вулканогенные образования анавгайской серии относят к андезитовой формации, образования алнейской серии — к андезит-плагиолипаритовой.

На Курильских островах в пределах внутренней островной дуги раннемиоценовые вулканогенные породы распространены на Кунашире, Урупе, Парамушире и некоторых других островах Большой Курильской гряды. Как правило, они обладают палеотипным обликом — носят следы интенсивных тектонических и гидротермальных воздействий, выразившихся в рассланцевании, хлоритизации и эпидотизации, местами превращены в светлые зеленоватые пропилитизированные породы. Советские геологи объединяют их в свиты: кунаширскую, урупскую и другие, а японские геологи — в формацию Ириибуси.

К измененным вулканогенным образованиям раннего миоцена приурочено большое количество вкрапленных и штокверковых сульфидных полиметаллических рудопроявлений и несколько гидротермальных полиметаллических месторождений, содержащих золото и серебро. На Японских островах известен ряд промышленных месторождений золота, серебра и цветных металлов, связанных с зелеными туфами.

В среднемиоценовое время на островах Большой Курильской гряды извержения вулканов имели преимущественно эксплозивный характер. Пирокластический материал отлагался преимущественно в субаквальных условиях. Обломки туфов, как правило, имеют андезитовый и андезито-базальтовый состав.

Позднемиоценовые и плиоценовые вулканогенные породы отличаются от среднемиоценовых значительным содержанием обломков раннемиоценовых вулканогенных пород, а также среднемиоценовых гранитоидов. Туфы и туффиты местами переслаиваются с лавобрекчиями и лавами. Встречены спекшиеся брекчии, состоящие из однородных угловатых обломков базальтовой или андезит-базальтовой лавы. Изредка наблюдаются породы типа игнимбритов. Почти повсеместно в варьирующих количествах отмечаются и кислые породы — дациты, изредка липариты.

С дацитовыми эксплозиями тесно связаны дацитовые экструзии, рвущие как миоценовые, так и плиоценовые образования.

Интрузивные образования. Поздний мел — палеоген. Позднемеловое — палеогеновое время в Курило-Восточнокамчатской складчатой зоне ознаменовалось началом активной интрузивной деятельности, проявившейся в формировании многочисленных массивов ультраосновного состава.

В пределах Восточной Камчатки выходы ультраосновных пород группируются в единый пояс, протягивающийся на расстоянии порядка 900 *км* от о. Карагинского на севере через восточные полуострова Озерной, Камчатский Мыс и Кроноцкий до бухты Раковой на юге. Пояс простирается в северо-восточном направлении согласно с направлением основных тектонических структур Камчатки. В его пределах насчитывается свыше 20 массивов. Специальных исследований массивов гипербазитов до работ Н. В. Луцкиной (1962—1965) не проводилось.

Выходы ультраосновных пород тесно пространственно сопряжены с позднемеловыми (сенонскими) вулканогенно-кремнистыми породами Восточнокамчатского антиклинория и антиклинория восточных полуостровов.

Возраст гипербазитов большинством исследователей принимается как позднемеловой на том основании, что они прорывают отложения верхнего мела, а галька их (Б. К. Долматов, А. М. Садреев, 1966) обнаружена в базальных конгломератах палеоценового возраста.

Геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что рассматриваемый пояс гипербазитов приурочен к зоне долгоживущего глубинного разлома, вдоль которого Курило-Камчатская геосинклинальная область сочленена с платформой Тихого океана.

В плане гипербазитовые тела имеют неправильно-овальную или линзовидную форму, обычно вытянутую в северо-восточном направлении; исключение составляют массивы Камчатского Мыса, имеющие субмеридиональное простирание.

Размеры гипербазитовых тел сильно колеблются. Самые крупные из них массивы Камчатского Мыса и о. Карагинского (рис. IV-14) достигают в длину 15—20 *км* при ширине в 4—8 *км*, самые мелкие тела в хребтах Валагинском, Кумроч и Тумрок имеют площадь порядка 0,5—1,5 $км^2$.

Массивы гипербазитов сложены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами и диаллагитами. Наибольшее развитие среди перечисленных пород принадлежит гарцбургитам и дунитам. Самыми поздними из них являются диаллагиты. Верлиты и лерцолиты обычно появляются в области контакта диаллагитов с дунитами и гарцбургитами. По форме массивы гипербазитов представляют собой межпластовые линзообразные тела, круто наклоненные к горизонту (под углами 60—80°).

Дуниты сложены высокомагнезиальным оливином состава Fa_{7-10} Fo_{93-90}, к которому в количестве 3—5% присоединяется хромшпинелид. Гарцбургиты состоят из оливина того же состава (88—67%), энстатита (9—30%) и диопсида (1—7%). Акцессорный минерал представлен также хромшпинелидом. Структура пород неравномернозернистая, аллотриоморфнозернистая. Обычно гипербазиты в той или иной степени серпентинизированы, причем наиболее интенсивно в мелких телах, вдоль контактов и тектонических нарушений.

Химические составы гипербазитов (табл. IV-17) отражены на векторной диаграмме, построенной по методу Н. Д. Соболева (рис. IV-15) откуда видно, что величина MgO/FeO в дунитах колеблется в пределах 10,0—11,5, а в гарцбургитах — от 9,2 до 11,8, что, по Х. Х. Хессу, Г. В. Пинусу, Н. Д. Соболеву, характеризует гипербазиты Восточной Камчатки как производные перидотитовой магмы. Железистость средних химических составов дунитов равна 9,6, гарцбургитов — 10,0, т. е. близка стандартной железистости для этих пород всего мира.

Спектральным анализом в гипербазитах обнаружены хром, никель, кобальт, медь, титан, ванадий, марганец, скандий, цинк, стронций, германий, серебро.

Из постмагматических изменений гипербазитов помимо серпентинизации следует отметить интенсивную лиственитизацию гипербази-

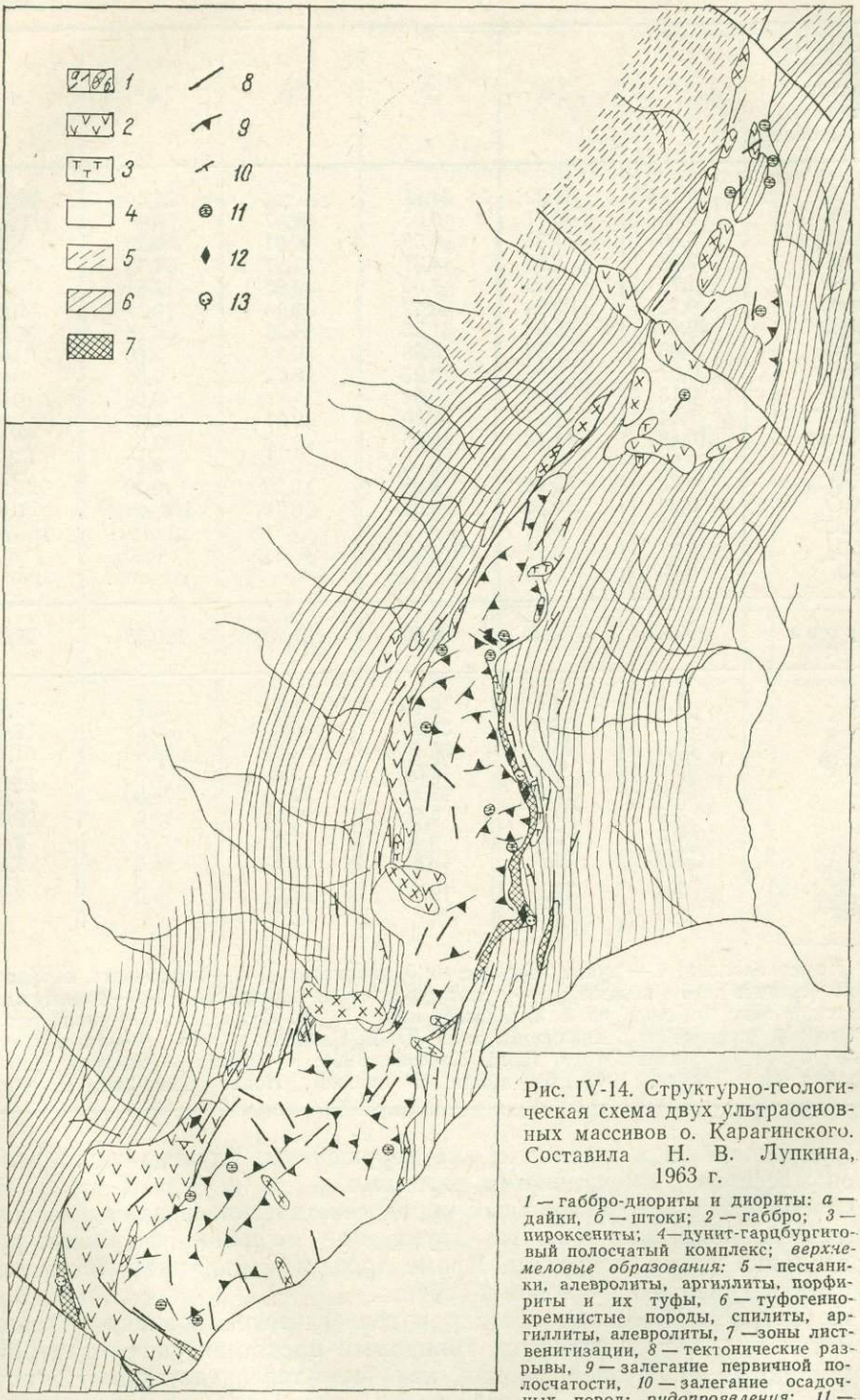


Рис. IV-14. Структурно-геологическая схема двух ультраосновных массивов о. Карагинского. Составила Н. В. Лупкина, 1963 г.

1 — габбро-диориты и диориты: *а* — дайки, *б* — штоки; *2* — габбро; *3* — пироксениты; *4*—дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс; *верхнемеловые образования: 5* — песчаники, алевролиты, аргиллиты, порфириты и их туфы, *6* — туфогенно-кремнистые породы, спилиты, аргиллиты, алевролиты, *7* —зоны лиственитизации, *8* — тектонические разрывы, *9* — залегание первичной полосчатости, *10* — залегание осадочных пород; *рудопроявления: 11* — хромита, *12* — асбеста, *13* — ртути, *14* — полиметаллов.

Таблица IV-17

Химический состав и числовая характеристика позднемеловых — раннепалеогеновых магматических пород Восточной Камчатки и гипербазитов Новой Каледонии, Новой Зеландии, Южного Урала

Окислы и числовые характеристики по Н. Д. Соболеву	1*	1-а	2	2-а	3	4	5	6	7	7-а	1-б	2-б	5-б
SiO_2	36,18	38,22	34,72	42,34	37,44	39,08	39,98	39,53	36,15	38,92	49,41	49,76	49,78
TiO_2	0,03	0,11	0,05	0,07	—	Сл.	0,08	0,01	0,05	0,02	0,06	0,03	0,58
Al_2O_3	0,86	1,03	0,55	0,91	0,80	1,43	Нет	0,93	0,85	1,26	0,92	0,85	5,35
Fe_2O_3	3,08	2,95	4,37	1,97	4,72	5,32	0,76	0,65	5,77	5,10	1,89	2,31	3,65
FeO	4,70	5,09	5,00	6,33	2,81	0,98	5,89	7,65	2,49	2,28	3,63	1,80	8,88
MnO	0,12	0,09	0,12	0,14	0,11	0,08	0,08	0,12	0,09	0,06	0,11	0,13	0,18
MgO	42,62	38,60	41,25	44,97	38,74	38,54	49,93	48,83	39,80	40,02	23,21	22,54	17,89
CaO	0,05	0,89	0,08	0,38	0,60	Нет	0,24	Сл.	0,63	0,51	16,76	18,12	11,98
Na_2O	0,07	0,06	0,25	0,22	0,06	—	Нет	—	1,53	0,38	0,05	0,22	0,90
K_2O	0,13	0,10	0,03	—	0,06	0,05	—	Нет	0,05	0,08	0,15	0,10	0,17
H_2O^-	1,04	1,11	1,40	0,37	1,33	0,92	0,16	0,22	0,70	0,62	0,55	0,18	Нет
П.п.п.	10,48	11,13	11,65	2,34	13,21	12,72	0,65	0,95	12,54	8,96	3,10	3,97	1,10
P_2O_5	0,01	—	0,05	0,05	0,17	Сл.	Нет	Нет	Не опр.	Не опр.	0,02	0,05	0,02
Cr_2O_3	0,33	0,28	0,28	0,22	0,30	0,32	2,30	1,01	0,34	0,53	0,56	0,12	Не опр.
NiO	0,28	0,30	0,09	0,18	Не опр.	0,28	0,43	0,32	0,32	0,25	Не опр.	0,08	„ „
CuO	0,01	0,01	—	—	„ „	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	„ „	0,02	„ „
CO_2	0,37	0,27	Не опр.	Не опр.	0,23	„ „	Сл.	„ „	0,27	0,02	„ „	Не опр.	„ „
CO	0,03	0,03	„ „	„ „	Не опр.	„ „	Не опр.	„ „	Не опр.	Не опр.	„ „	„ „	„ „
Сумма	100,39	100,27	99,89	101,09	100,58	99,72	100,50	100,22	101,58	99,01	100,42	100,28	100,48
$2c$	1,1	1,4	0,09	1,0	1,2	1,9	1,2	2,5	1,3	1,8	1,5	1,0	0
S	33,9	36,9	33,8	36,5	36,4	36,4	33,1	32,6	35,0	36,8	48,4	46,6	48,7
b	65,0	61,7	65,3	62,5	62,4	61,7	65,7	66,9	63,7	61,4	50,1	52,4	51,3
M F	10,0	9,2	11,5	9,8	9,6	11,8	16,0	11,1	9,3	10,4	7,6	10,3	2,8
Z	94,8	75,5	95,1	77,6	79,8	77,6	98,7	99,4	87,0	75,4	5,2	15,4	14,2
Y	4,9	21,0	4,6	21,0	17,7	22,4	0,5	0,6	10,5	22,6	23,4	19,7	28,4
X	0,3	3,5	0,3	1,4	2,5	0	0,8	0	2,5	2,0	71,4	64,9	57,4
h	27,8	31,7	43,8	12,6	46,4	7,1	4,7	3,8	50,5	50,0	20,0	38,2	15,2
$\frac{FeO}{MgO} \cdot 100$	9,6	11,2	12,0	10,0	10,0	8,3	7,3	9,4	10,8	9,7	12,8	9,6	4,0

* Номер анализа: 1 — дунит (среднее из 5 анализов); 1-а — гарцбургит, о. Карагинский (среднее из 5 анализов); 2 — дунит (среднее из 4 анализов); 2-а — гарцбургит, Камчатский Мыс (среднее из 5 анализов), колл. Н. В. Луцкиной; 3 — гарцбургит, п-ов Озерной (среднее из 6 анализов), колл. Ю. Б. Гладенкова, 1965; 4 — гарцбургит, Раковая бухта (1 анализ), колл. Г. М. Власова, 1964; 5 — дунит (1 анализ), Новая Каледония, А. Лакруа, 1942; 6 — дунит (1 анализ), Новая Зеландия, Д. Рид, 1959; 7 — дунит (среднее из 12 анализов); 7-а — гарцбургит (среднее из 9 анализов), Кемпирсайский гипербазитовый пояс Южного Урала, колл. С. А. Кашина, А. Г. Бетехтина, В. П. Логинова, 1937; Г. А. Соколова, 1948, С. В. Москалева, 1960; 1-б — диаллагит (1 анализ), о. Карагинский, колл. Д. С. Харкевича, 1941; 2-б — диаллагит (1 анализ), п-ов Камчатский Мыс, колл. Н. В. Луцкиной; 5-б — диаллагит (1 анализ), Новая Каледония, А. Лакруа, 1942.

тов, приуроченную к тектоническим нарушениям, идущим вдоль контактов массивов с вмещающими породами.

С массивами ультраосновных пород генетически связаны перспективные рудопроявления хромита, структурно — не менее интересные рудопроявления ртути и сурьмы. Кроме того, известны незначительные проявления хризотил- и амфибол-асбеста.

По петрографическому составу и геологической позиции массивы рассмотренных пород являются типичными представителями гипербазитовой, по Ю. А. Кузнецову, или, как чаще теперь называют, дунит-гарцбургитовой формации ранней стадии развития геосинклинально-складчатых областей.

Палеоген — неоген. В настоящее время среди исследователей Камчатки не существует единого мнения о точной датировке, проявлений интрузивного магматизма палеоген-неогенового времени.

С определенной долей условности представляется возможным интрузивную деятельность палеоген-неогенового времени подразделить на две возрастные группы: первую — палеогеновых интрузий габбро с подчиненными диоритами и вторую — интрузий диорит-гранодиоритового состава. Не исключена возможность существования в Восточной Камчатке третьей группы интрузий, связанных с позднемиоценовой, алеутской фазой складчатости, включающей в себя серию мелких тел гранит-порфиров, гранодиоритовых и диоритовых порфиритов.

1. На севере Курило-Восточнокамчатской складчатой зоны, в Олюторском прогибе, по данным работ Л. И. Аникеевой за 1966 г., среди проявлений палеогенового магматизма выделяются два комплекса: 1) интрузивные залежи диабазового, диоритового и сиенито-диоритового состава, залегающие в вулканогенно-кремнистых образованиях вочвинской толщи и 2) мелкие тела преимущественно диоритового со-

става, ассоциирующие с вулканогенно-терригенными толщами ачайваямской свиты.

К палеогеновому интрузивному магматизму в Восточной Камчатке, по представлению Н. В. Луцкиной, следует относить довольно многочисленные тела габбро, реже диоритов, для которых весьма характерны расположение в областях развития вулканогенно-кремнистых толщ позднего мела и особенно тесная ассоциация с прорываемыми ими массивами гипербазитов (о. Карагинский, п-ова Озерной, Камчат-

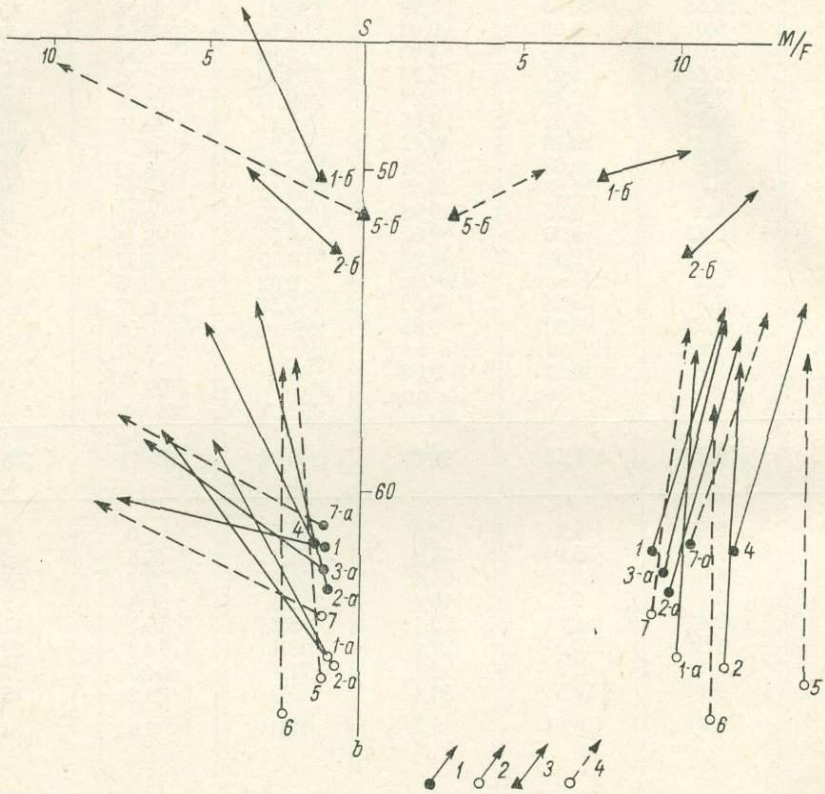


Рис. IV-15. Петрохимическая диаграмма ультраосновных пород по Н. Д. Соболеву.

1 — гарцбургиты, *2* — дуниты, *3* — пироксениты Восточной Камчатки, *4* — гипербазиты других районов.

ский Мыс, Кроноцкий, хребты Кумроч и Тумрок). На юге Восточной Камчатки, весьма вероятно, к этой группе интрузий следует относить Халатырский диоритовый массив, внедрившийся в туфогенно-кремнистые породы ирунейской серии, а также массив Шипунского полуострова [Прохоров, 1964].

Пространственная связь массивов габбро и диоритов с гипербазитами обусловлена не одновозрастностью интрузий, а только общностью путей проникновения магм. Подтверждением тому служат данные А. М. Садреева и Б. К. Долматова (1966), согласно которым на Кроноцком полуострове габбро прорывают палеогеновые отложения, в базальных слоях которых содержится галька ультраосновных пород. Верхний возрастной предел этих интрузий остается неясным.

На Курилах в рассматриваемую группу интрузий, по-видимому, следует отнести интрузии габбро о. Шикотана, которые, подобно восточнокамчатским, залегают в вулканогенно-осадочных отложениях

верхнего мела и ассоциируют с гипербазитами (линзы перидотитов в массиве габбро были обнаружены Г. П. Вергуновым в 1964 г.).

Самыми крупными палеогеновыми массивами являются массив Камчатского Мыса (60 *км*²) и Шипунский (130 *км*²), размеры остальных колеблются от 25—10 *км*² до даек мощностью в несколько десятков метров. По форме массивы весьма разнообразны: штоки, межпластовые интрузивные залежи от горизонтальных до крутонаклоненных, дайкообразные тела.

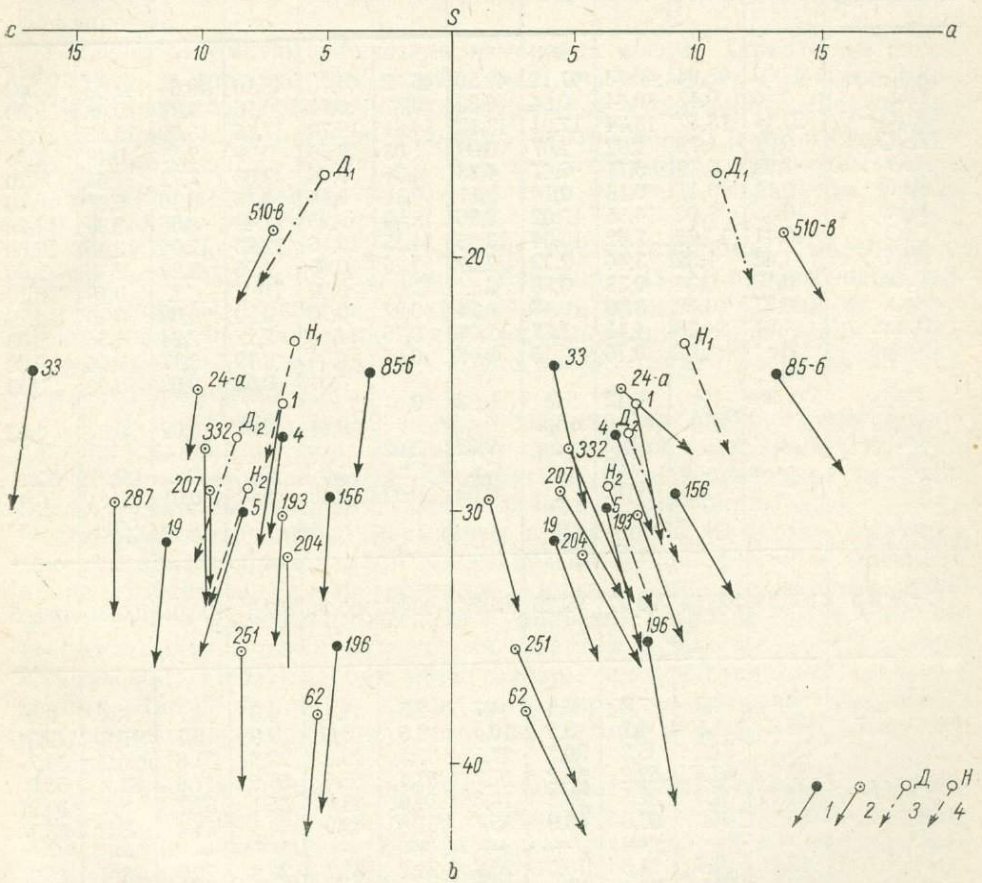


Рис. IV-16. Петрохимическая диаграмма палеогеновых пород.

1 — габбро о. Карагинского; *2* — габбро п-ова Камчатский Мыс; *3* и *4* — средние типы пород: *3* — по Р. Дэли; *4* — по Ноккольдсу.

Строение палеогеновых массивов Восточной Камчатки двухфазное, первая фаза сложена габбро, вторая — диоритами. В северной и средней частях Восточной Камчатки преобладают габбро, на юге (Шипунский полуостров), по Б. К. Долматову, наоборот, основную площадь массивов слагают диориты. Помимо отмеченных пород в Шипунском массиве известны горнблендиты, связанные с габбро постепенными переходами. На Камчатском Мысу горнблендиты проявлены в виде мощных даек (до 25 *м*), тяготеющих к восточной зоне контакта массива гипербазитов. Среди габбро по составу резко преобладают пироксеновые и пироксен-роговообманковые. Изредка отмечаются оливиновые габбро. Первые обычно слагают крупные тела, пироксен-роговообманковые — преимущественно дайки и мелкие штоки.

Химические составы габбро и диоритов сведены в табл. IV-18 и нанесены на векторную диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. IV-16),

Химический состав и числовая характеристика палеогеновых магматических пород Восточной Камчатки

Окислы и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	42,02	42,84	46,73	47,19	49,50	46,72	44,36	48,10	49,64	47,63	46,02
TiO_2	0,85	0,42	0,64	0,84	0,35	0,37	0,62	0,96	1,27	0,08	2,09
Al_2O_3	23,14	18,57	13,34	17,04	18,18	14,81	19,70	17,65	13,52	19,33	12,13
Fe_2O_3	6,02	1,70	1,92	2,07	0,98	1,03	6,50	0,99	2,37	0,48	2,44
FeO	1,58	8,72	6,71	6,47	4,33	4,36	6,46	9,63	7,72	1,64	9,10
MnO	0,11	0,11	0,18	0,14	0,11	0,11	0,18	0,15	0,16	0,06	0,19
MgO	6,85	8,02	14,15	10,02	8,86	12,99	6,95	7,49	8,55	8,90	11,78
CaO	13,47	13,05	7,42	10,04	13,86	14,15	13,16	12,93	12,04	13,45	12,60
Na_2O	1,42	1,52	3,44	2,12	2,69	1,15	0,65	1,96	2,20	2,78	1,30
K_2O	0,16	0,34	0,38	0,88	Сл.	Сл.	0,02	Нет	Сл.	0,18	0,10
H_2O	0,51	0,38	0,40	0,43	0,24	0,27	0,15	0,20	0,08	0,80	0,19
П.п.п.	4,21	4,38	4,11	1,87	2,06	3,76	1,43	2,21	2,24	4,54	2,33
P_2O_5	Не опр.	0,08	0,16	0,15	0,06	0,05	0,04	0,19	0,17	0,04	0,30
							0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Cr_2O_3	То же	Не опр.	0,12	Не опр.	0,03	0,07	0,01	0,01	0,02	0,07	0,03
NiO	„	„	0,03	„	0,02	0,02					
CuO	„	„	0,02	„	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,01	Сл.
S	„	„	0,12	„	0,03	0,02	0,10	0,01	0,01	Не опр.	0,02
Сумма	100,34	100,14	99,87	99,26	101,30	99,86	100,34	102,5	100,01	100,01	100,65
a	4,1	4,0	7,8	6,1	4,7	2,5	1,4	4,3	4,7	6,8	3,0
c	15,8	11,5	4,7	8,5	10,1	8,6	13,6	9,9	6,7	10,3	9,3
b	24,3	31,2	35,3	30,2	27,5	35,5	29,6	29,3	31,8	25,2	34,7
s	55,8	53,3	52,2	55,2	57,7	53,4	55,4	56,6	57,8	57,7	53,0
f'	32,1	34,3	22,5	26,8	18,5	14,0	43,8	35,1	31,7	8,3	30,9
m'	55,2	47,3	66,0	56,9	55,7	61,8	43,0	44,1	44,4	63,5	53,1
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c'	12,7	18,4	11,5	16,3	25,8	24,2	13,2	20,8	23,9	28,2	16,0
n	92,0	90,0	93,0	77	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	95,0	96
t	1,4	0,7	1,02	1,2	0,6	0,6	1,0	1,9	1,9	0,1	0,3
φ	24,6	5,2	4,5	5,9	3,0	2,3	20,5	2,8	8,8	2,0	24,5
Q	13,0	12,9	—16,0	10,3	—4,1	—6,8	—22,6	—5,5	—35,9	—8,5	—9,3
a/c	0,26	0,35	1,66	0,71	0,46	0,29	0,10	0,43	0,70	0,66	0,3

* Номера анализа: 1, 2 — долеритовое габбро (обр. 33, 19); 3, 4 — диопсид-роговообманковое габбро (обр. 196, 5), о. Карагинский; 5, 6 — диаллаговое габбро (обр. 332, 251); 7 — диопсид-гиперстеновое габбро (обр. 287); 8 — диопсид-роговообманковое габбро (обр. 207), п-ов Камчатский Мыс; 9 — диаллаговое габбро (обр. 204); 10 — габбро-пегматит (обр. 24-а), п-ов Камчатский Мыс; 11 — горнблендит (обр. 62), п-ов Камчатский Мыс (обр. 5), колл. Д. С. Харкевич (1941); остальные обр. колл. Н. В. Луцкиной; анализы выполнены в Химической лаборатории ВСЕГЕИ аналитиками Э. П. Подовой, Р. Р. Карповской, Л. П. Гавриловой, К. К. Филатовой.

откуда видно, что эти породы относятся к типичным представителям тихоокеанских щелочно-известковистых пород (Заварицкий, 1955; Мархинин, 1961 и др.), характеризующихся недосыщенностью кремнекислотой, повышенной концентрацией фемических компонентов, небольшими содержаниями щелочей при большом количестве окиси кальция.

Спектральным анализом в данных породах обнаружены следующие элементы-примеси: Cr, Ni, Co, Cu, Ti, V, Mn, Sc, Sr, Zn, Ga, Ba, Be, Zr, Y, Yb. Контактовый метаморфизм в связи с палеогеновыми интрузиями проявлен слабо. По составу роговики чаще всего пироксен-роговообманковые.

Среди автометаморфических изменений весьма характерны соссюритизация и пренитизация плагиоклаза, уралитизация пироксена и хлоритизация роговой обманки. Гидротермальные изменения габбро и диоритов проявились довольно широко в окварцевании, реже амфиболизации и биотитизации пород. К зонам гидротермально измененных пород приурочены колчеданные рудопроявления с медью, кобальтом и никелем, а также линзы магнетита.

Формационная принадлежность рассматриваемых массивов не совсем ясна. По ряду признаков [Кузнецов, 1964] палеогеновые габбро и диориты, вероятно, следует считать представителями не полностью проявленной в регионе габбро-плагиогранитной формации, образование которой происходило в конце ранних стадий развития Курило-Восточнокамчатской зоны.

2. В неогеновое время в различных частях Курило-Восточнокамчатской складчатой зоны масштабы проявлений интрузивной деятельности были неодинаковы. В Олюторской зоне неогеновые интрузии представлены мелкими штоками и дайками гранодиоритового состава. Неогеновый интрузивный магматизм в Восточной Камчатке, наоборот, ознаменовался образованием многочисленных гранитоидных массивов, подавляющее большинство которых, и притом наиболее крупных, локализовалось в южной части ее. На Курильских островах проявления неогенового интрузивного магматизма известны только на о-вах Большой Курильской гряды, где они представлены многочисленными мелкими телами. Расположение массивов контролируется системой разрывных нарушений преимущественно северо-восточного и северо-западного направлений.

Неогеновый (раннемиоценовый) возраст этих массивов определяется тем, что они прорывают и метаморфизуют эффузивно-осадочные образования нижнего миоцена и перекрываются туфогенно-осадочной толщей нижнего — среднего миоцена.

Форма крупных интрузивных тел часто вытянутая в одном направлении, по-видимому, груболинзообразная, более мелкие тела имеют форму крутонаклоненных штоков или даек. Площади массивов колеблются от 1—2 (мелкие штоки на севере зоны) до 100—130 $км^2$ (интрузии бухты Ахомтен, Саранной и др.). По составу среди неогеновых интрузий различаются небольшие тела, сложенные диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, и более крупные массивы, где эти породы ассоциируют с гранитами.

Между упомянутыми разновидностями пород наблюдались как постепенные взаимопереходы, так и четкие контакты [Прохоров, 1964].

Ведущими разновидностями пород являются кварцевые диориты, иногда диориты, гранодиориты и граниты. Сложены породы плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксенами, роговой обманкой, биотитом, кварцем и калиевым полевым шпатом.

Петрохимические особенности неогеновых гранитоидов, по В. К. Прохорову [1964] и Г. П. Вергунову, указывают на их принадлежность к ассоциации с ярко выраженным щелочноземельным характером. От соответствующих средних типов, по Дэли, гранитоиды юга Курило-

Восточнокамчатской зоны отличаются повышенной кальциевостью и меньшим содержанием щелочей, при преобладании натрия над калием.

Спектральным анализом в гранитоидах обнаружены следующие элементы-примеси: Be, Sc, Pb, Ga, V, Cu, Ti, Co, Ni, Sr, Ba, Y, Mo, Zn, Sn. Контактовый метаморфизм в связи с гранитоидными интрузиями выразился в образовании маломощных зон биотитовых, пироксен-роговообманковых, реже кордиеритовых роговиков. Металлогенические особенности неогеновых гранитоидов изучены слабо. В поясе третичных вулканогенных образований, к которому приурочено большинство интрузий, наблюдаются сильнейшие гидротермальные изменения пород, несущих рудопроявления меди, свинца, цинка, золота, серебра, ртути.

Неогеновые интрузии Курило-Восточнокамчатской зоны относятся к гранодиоритовой формации начала инверсионной стадии развития подвижных областей, по Ю. А. Кузнецову [1964].

3. Позднемиоценовый магматизм (?) Восточной Камчатки проявлен дайками и мелкими штоками диоритовых порфиритов, гранодиорит- и плагиогранит-порфиров, которые чаще всего встречаются в районах распространения рассмотренных габбро-диоритовых интрузий и в поле развития палеоген-неогеновых вулканогенных толщ. Возраст даек и мелких штоков определяется тем, что на п-ове Кроноцком и в среднем течении кл. Горного на Шипунском полуострове они прорывают средне-верхнемиоценовые отложения и в более молодых образованиях не встречаются (Б. К. Долматов, В. К. Прохоров, 1964). Изучены эти магматические тела слабо, металлогеническая специализация их не ясна.

КУРИЛО-КАМЧАТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗОНЫ ДЕЙСТВУЮЩИХ ВУЛКАНОВ

Курило-Камчатский вулканогенный пояс — один из крупнейших и активнейших вулканических районов мира. Здесь располагается более 150 крупных вулканов, из которых 68 действующих, более 1000 шлаковых конусов и мелких одноактных лавовых вулканов и множество экструзивных куполов.

Впервые описал вулканы Камчатки участник Великой Северной экспедиции С. П. Крашенинников (1949). К. И. Богданович дал общую картину развития четвертичного вулканизма Камчатки на фоне геологической истории полуострова. Им же описан ряд вулканических районов и отдельных вулканических построек. Сведения эти уточнены в ходе экспедиции Географического общества (1908—1911 гг.), в результате которой Н. Г. Келлем составлена первая карта вулканов Камчатки, а С. А. Конради дан очерк геологии ряда районов [Келль, 1928; Конради, Келль, 1925].

Систематическое изучение вулканов Камчатки начинается с 1935 г., когда в пос. Ключи была основана вулканологическая станция АН СССР и в последующие годы проведен ряд экспедиций для изучения геологии полуострова [Пийп, 1937—1947; Харкевич, 1937]. В эти же годы японскими исследователями описаны некоторые вулканы Курильских островов [Kuno, 1935; Nemoto, 1934].

В ходе дальнейших работ Камчатской вулканологической станции, лаборатории вулканологии, а в последние годы Института вулканологии была детально изучена геология отдельных вулканов и вулканических групп, а также описаны многие извержения. Богатейший материал о геологии вулканических районов полуострова дала аэрогеологическая экспедиция АН СССР. На основе его обработки А. Н. Заварицким [1955] составлена крупнейшая сводка по вулканизму этого района, а позднее А. Е. Святловским [1959] выпущен Атлас вулканов

СССР. Начиная с 1946 г. проводится интенсивное изучение вулканической гряды Курильских островов. Данные о строении и геологии активных вулканов Камчатки и Курил обобщены в Каталогах активных вулканов [Влодавец, Пийп, 1957; Gorshkov, 1958]. Во второй половине 50-х годов появляется серия обобщающих работ, посвященных как региональной геологии, так и общему развитию вулканизма. Одновременно геологами различных научно-исследовательских институтов проводятся большие работы по изучению вулканизма Курил. На основе обобщения существующих материалов заново пересмотрен ряд вопросов о структурной приуроченности вулканов, петрохимии и эволюции вулканизма Курило-Камчатской вулканической провинции.

Курило-Камчатский вулканический пояс приурочен к области сочленения континента Евразии и дна Тихого океана, он протягивается от северо-восточной части о-ва Хоккайдо через всю Большую Курильскую гряду и Камчатку. Продолжением его являются районы древнечетвертичного вулканизма в пределах Олюторского прогиба Корякского нагорья. Общая протяженность пояса составляет 2500 *км*. Вулканы образуют серию эшелонированно расположенных зон: таковы Восточно-Камчатская вулканическая зона, вулканическая зона Центральной Камчатской депрессии и вулканическая зона северной части Срединного хребта, каждая из которых имеет ширину 30 *км*. На Курилах эшелонирование расположения вулканов намечается на Парамушире и других крупных островах.

Структурное положение вулканических зон в различных частях вулканического пояса различно. Вулканическая зона Курильских островов приурочена к геоантиклинальной структуре Большой Курильской островной дуги, развитие которой происходило преимущественно в неогене и продолжается доныне.

Структурами второго порядка на фоне островной дуги являются тектонические поднятия с амплитудой 200—700 *м* и грабены и грабенообразные понижения. Они чередуются между собой, располагаясь под косым углом к общему простиранию структуры. Характерны также грабены северо-западного, поперечного к простиранию дуги направления. Вулканы тяготеют к тем участкам Большой дуги, фундамент которых относительно опущен.

Вулканические зоны Камчатки также отчетливо связаны со структурами типа грабенов. Это — крупные тектонические депрессии, ограниченные с бортов либо региональными разломами со значительной амплитудой смещения, либо серией ступенчатых сбросов небольшой амплитуды, нарушающих нормальное погружение пород фундамента к центральной части структуры. Амплитуда погружения фундамента в пределах грабенов составляет 1500—2000 *м*.

Отчетливо выделяется четыре грабена:

а) грабен Южной Камчатки — от Курильских островов на юге до горста Южно-Быстринского хребта на севере;

б) грабен Восточной Камчатки — от Южно-Быстринского хребта на юге до Чажминского хребта на севере;

в) грабен Центральной Камчатской депрессии, располагающийся между системой поднятий Срединного хребта и горстом Восточного хребта;

г) грабен Западной Камчатки, который протягивается от системы разломов северо-западного направления («диагонального шва» *) [Ротман, 1964] на юге до крупной зоны разломов северо-западного направления в бассейне р. Хайлюля на севере.

---

* О наличии «диагонального шва» в свете имеющихся геологических данных можно говорить пока только предположительно. — *Прим. ред. Д. С. Харкевича.*

Вулканы грабенов Южной и Восточной Камчатки и Центральной Камчатской депрессии обычно объединяются под названием «Восточной вулканической зоны».

Фундаментом, на котором располагаются вулканические зоны, являются неогеновые толщи, причем иногда можно говорить об унаследованном от неогена развитии четвертичных вулканических зон. К примеру, четвертичные вулканы Курильской гряды полностью лежат в пределах неогенового вулканического пояса. Вулканическая зона северной части Срединного хребта является унаследованной от плиоцена. Вероятно, наложенный характер имеет вулканическая зона Центральной Камчатской депрессии.

Характерными особенностями развития четвертичного вулканизма во времени служат сохранение активности восточных зон и ослабление ее до почти полного затухания в западных. На западе, вблизи побережья Охотского моря, установлено широкое распространение своеобразных щелочных экструзий, часть из которых, вероятно, относится к древнечетвертичному времени, а часть — к неогеновому. Размеры экструзивных тел колеблются от 10 *м* до 1,5 *км* в поперечнике. Среди пород, слагающих экструзии, присутствуют трахиандезиты, трахибазальты, щелочные диабазы, кринаниты, абсарокиты, банакиты, селагиты, лейцититы, микрошонкиниты, кенталлениты, щелочные сиениты [Гузиев, 1964].

В расположенной восточнее вулканической зоне северной части Срединного хребта четвертичный вулканизм начался массовыми излияниями базальтовых и андезито-базальтовых лав на выровненную в конце плиоцена поверхность. По-видимому, в это время возник ряд щитовидных вулканов в осевой части хребта. Некоторые из них слились своими основаниями, образовав платообразные участки рельефа.

После массовых излияний лав в начале четвертичного времени вулканическая деятельность локализовалась около отдельных центров. Появление более кислых дифференциатов магмы привело к усилению эксплозивности извержений и к образованию целого ряда стратовулканов, в настоящее время сильно разрушенных эрозией. Такими вулканами являются древний Ичинский, Малый Чекчебонай и другие, расположенные главным образом на западном склоне Срединного хребта. Все они сложены андезито-базальтами, андезитами и андезито-дацитами и характеризуются широким развитием экструзий дацитов в кальдерах. Н. В. Огородов относит деятельность этих вулканов к ранне-среднечетвертичному времени.

Следующая фаза вулканизма резко отличается от предыдущей как по составу пород, так и по характеру извержений. К ней относятся все вулканы, несущие следы воздействия позднечетвертичного оледенения — кары, троги и морены. Эти вулканы сложены основными лавами, почти исключительно оливиновыми базальтами.

Почти все вулканы Срединного хребта могут рассматриваться как потухшие. Однако обилие совершенно незатронутых эрозией вулканических форм свидетельствует о том, что последние извержения могли происходить даже в историческое время.

В пределах вулканической зоны Центральной Камчатской депрессии в начале четвертичного времени происходили излияния однородных мегаплагиофировых базальтов и авгит-гиперстеновых андезито-базальтов. В дальнейшем вулканическая активность локализовалась на участке от вулкана Шевелуч на севере до вулкана Толбачик на юге.

Наиболее молодым звеном в системе вулканических зон Камчатки является Восточнокамчатская зона вместе с вулканами Южной Камчатки и Курильских островов, образующая протяженный пояс. Морфологические типы вулканов Камчатки и Курил исключительно

разнообразны; практически здесь широко представлены все известные типы вулканов. Ареальный вулканизм и трещинные излияния Южной Камчатки, промежуточные между типами Гавайи и Этны вулканы Плоский Толбачик и Дальняя Плоская сопка, классические стратовулканы Кроноцкий, Корякский, Вилючинский, Ключевская сопка, Тятя и другие, вулканы типа Сомма—Везувий (Авачинская сопка), кальдерные вулканы (Узон, Горелый, Крашенинникова, Опала, кальдеры Тао-Русыр и Заварицкого), вулканические хребты (вулкан Кошелева) и многочисленные экструзивные купола, подводные вулканы Курил — вот далеко не полный перечень развитых здесь вулканических форм.

Не менее разнообразны и типы современных извержений. Извержения центрального кратера Ключевской сопки, близкие к смешанному типу Везувия; многочисленные лавовые потоки побочных кратеров этого вулкана, напоминающие извержения типа Этны; рост куполов и раскаленные лавины Шевелуча, напоминающие деятельность Мерапи, и недавнее извержение этого же вулкана, близкое к бандайсанскому типу; ставшее классическим извержение Безымянной сопки — аналог известного взрыва Катмаи; плинианский взрыв вулкана Ксудач, агломератовые потоки Авачинской сопки, сходные с извержениями вулкана Суфриер, периодически возникающее лавовое озеро Плоского Толбачика — близкий аналог лавовых озер Гавайских вулканов; подводные извержения вулканов в районе Центральных Курил — вот основные типы вулканической деятельности, наблюдавшиеся в этом районе только за последние 60 лет.

Распределение отдельных вулканических аппаратов в пределах вулканических зон контролируется ослабленными участками, в качестве которых выступают продольные и поперечные по отношению к общему простиранию кайнозойских структур разломы фундамента и флексурные перегибы на склонах центральных поднятий или на бортах грабенов. Характерной чертой этих разломов является отсутствие крупных вертикальных смещений, фиксируемых в современном эрозионном срезе. Как правило, разломы эти имеют характер трещин растяжения или зачаточных сдвигов.

Концентрация в пределах вулканических зон массовых вулканических проявлений и общая аномальная геотермальная обстановка свидетельствуют о чрезвычайно глубоком заложении этих структур и прямой связи с особенностями строения глубоких горизонтов коры и верхней мантии. Прямым показателем этого является отмеченная на Курилах, Южной и Восточной Камчатке четкая приуроченность их к резкому флексурному перегибу поверхности Мохоровичича [Ротман, Сытина, 1966; Штейнберг, 1966]. Все это позволяет заключить, что грабены представляют собой морфологическое выражение зон глубинных разломов.

Степень сейсмичности территории вулканических зон сравнительно с окружающими структурами относительно невелика: большинство тектонических землетрясений, как правило, связано со структурами обрамления или с крупными зонами поперечных разломов, пересекающих вулканический пояс. В то же время здесь, как и в других районах активного вулканизма на обрамлении Тихого океана, имеется тесная связь вулканических поясов с поясами землетрясений с промежуточной глубиной очагов 120—150 *км*, что, по мнению некоторых исследователей [Федотов, 1965; Kuno, 1959], свидетельствует о наличии генетической связи между этими явлениями. В пределах Курило-Камчатского вулканического пояса на глубине 20—60 *км* фиксируется разуплотнение вещества верхней мантии. Скорости продольных сейсмических волн в этом интервале глубин понижены до 7,7 *км/сек*. Температура верхней мантии по данным, полученным на Южных Курилах, на 100° выше, чем в среднем под континентами [Федотов, 1965].

Данные о глубине магмообразования в значительной степени связаны с изучением явления поглощения поперечных волн землетрясений. Подобное поглощение — характерное явление для тел, находящихся в жидком или расплавленном состоянии. Первые работы такого рода были проведены Г. С. Горшковым [1956] в районе Ключевской сопки. Поглощение поперечных волн дальних землетрясений было отмечено здесь на глубине 60 *км*, откуда был сделан вывод о том, что питание вулканов происходит за счет поступления вещества из верхней мантии.

Проведенные в последнее время исследования С. А. Федотова и А. И. Фарберова показали, что в пределах Восточно-Камчатской вулканической зоны экранирование поперечных волн отмечается на глубинах 60—110 и особенно 80—90 *км*. От этих глубин до поверхности магматический материал насыщает столбообразные зоны с диаметром 15—20 *км*, причем в пределах подобных столбов магма распределяется в виде своеобразных капель, общий объем которых составляет до 20% всего объема таких зон [Федотов и др., 1964, 1965].

В то же время гравиметрические исследования фиксируют наличие в связи с кальдерами крупных положительных и отрицательных аномалий силы тяжести, интерпретирующихся как результат существования промежуточных очагов, из которых магма поступает непосредственно по подводящему каналу на поверхность. Подобные тела залегают на глубине первых километров. Форма их детально не исследовалась, однако можно предполагать, что в общем случае они являются аналогами крупных штоков, хотя не исключено и наличие силлообразных тел. Такого рода очаг зафиксирован под Авачинским вулканом [Штейнберг, 1964], а в самое последнее время подобного рода аномалии установлены на кальдерах вулканов Горелый, Карымский, Крашенинникова и ряда других.

Все породы, связанные с четвертичными вулканическими зонами, за исключением пород Западнокамчатской щелочной провинции, относятся к характерной базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации. Степень распространенности отдельных типов пород в разных районах различна. Некоторое представление о характере распространения дает анализ кривых распределения по SiO_2 имеющихся силикатных анализов четвертичных вулканических пород. Признавая условность этого метода оценки, можно тем не менее отметить, что в условиях большого количества проанализированных образцов (общее число их превышает 1200) и относительно равномерного распределения их по территории, а также при наличии контроля подсчетами реальных объемов по отдельным хорошо изученным районам, эти данные можно рассматривать как достаточное приближение к реальной действительности.

Из кривых (рис. IV-17, IV-18) видно, что на Курильской островной гряде резко преобладают андезито-базальты и андезиты — породы с содержанием 53—61% SiO_2, составляющие более 60% общей массы пород. Другая характерная черта вулканизма этого района — очень небольшая степень распространенности здесь базальтов и особенно кислых вулканических продуктов. В частности, на центральной и северной группах островов вообще отсутствуют вулканические, в том числе и пирокластические продукты, содержащие более 69% SiO_2. Кривые распределения имеют почти симметричный характер с пиком в области значений 55—59% SiO_2. Наличие самостоятельных пиков в области кислых эффузивов для южной группы островов и о-ва Симушир, как показывают подсчеты реальных объемов, определенно связано с неравномерным отбором образцов, что объясняется повышенным интересом исследователей к относительно редким кислым породам.

В пределах Камчатки преобладают базальты и андезито-базальты. Кривая распределения вулканогенных пород по SiO_2 имеет четко асимметричный характер с пиком в области 48—52% SiO_2. Характерная

черта — присутствие значительных по объему выбросов кислых пемз и игнимбритов, содержащих 68—72% SiO_2.

Количественное соотношение эффузивных пород и пирокластики в общем балансе меняется по мере нарастания степени кислотности

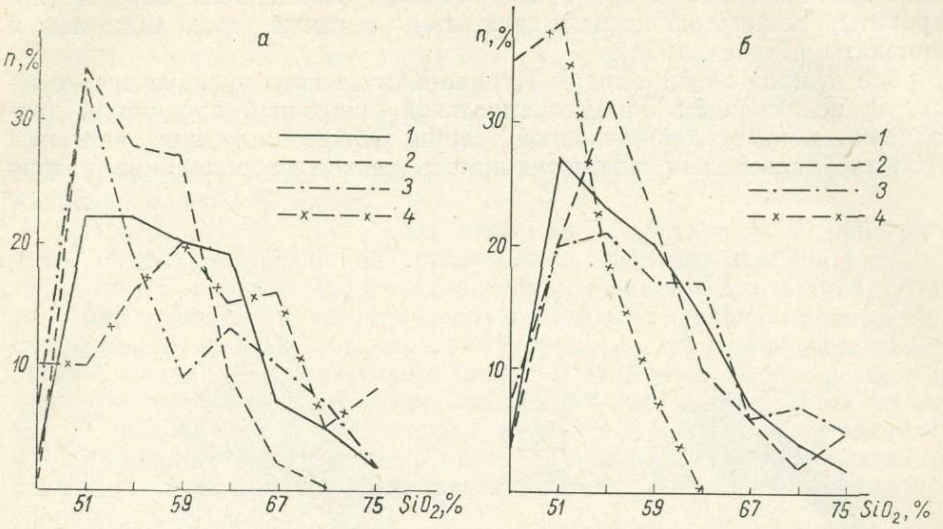


Рис. IV-17. Характер распределения по кислотности вулканических пород Камчатки.

а — четвертичные вулканические породы различных тектонических зон Камчатки: *1* — Восточная вулканическая зона (грабен-синклинали Южной и Восточной Камчатки), *2* — Центральная Камчатская депрессия, *3* — вулканическая зона Срединного хребта (грабен-синклиналь Западной Камчатки), *4* — Олюторский прогиб (Корякское нагорье);

б — четвертичные и неогеновые вулканические породы всей Камчатки: *1* — четвертичные вулканические породы, *2* — вулканические породы алнейской серии, *3* — вулканические породы анавгайской серии, *4* — субвулканические породы Западно-Камчатской щелочной провинции.

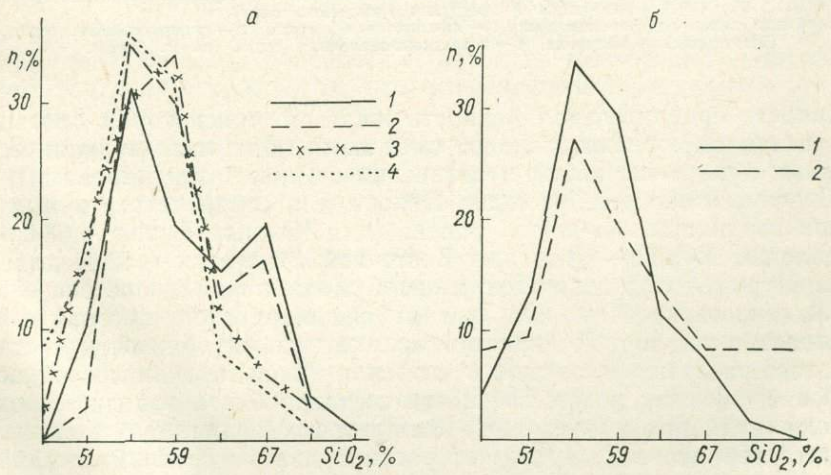


Рис. IV-18. Распределение по кислотности вулканических пород Курильской гряды.

а — четвертичные и неогеновые породы зон Курильской гряды: *1* — южная группа островов, *2* — о. Симушир, *3* — Центральная группа островов, *4* — северная группа островов.

б — четвертичные и неогеновые породы всей Курильской вулканической гряды: *1* — четвертичные вулканические породы, *2* — неогеновые вулканические породы.

пород. Соотношение их для базальтов составляет соответственно 10 : 1, для андезитов примерно 1 : 1, а для пород группы риолита — 1 : 50 и до 1 : 100. Особо следует подчеркнуть относительно широкое развитие на Камчатке игнимбритов дацитового состава.

В пределах Западнокамчатской щелочной провинции резко преобладают породы с содержанием SiO_2 до 53%: они составляют до 80% от общего объема развитых здесь образований. Породы с содержанием SiO_2 более 63% полностью отсутствуют. Наиболее распространены здесь трахидолериты и кринаниты, имеются санидиновые породы (абсарокиты, микрошонкиниты и селагиты), а также трахиандезиты и шошониты [Гузиев, 1964].

Все вулканические породы Курило-Камчатского вулканического пояса, за исключением Западнокамчатской щелочной провинции, принадлежат к известково-щелочной серии. Общими для них являются богатство кальциевым алюмосиликатом, резкое преобладание натрия

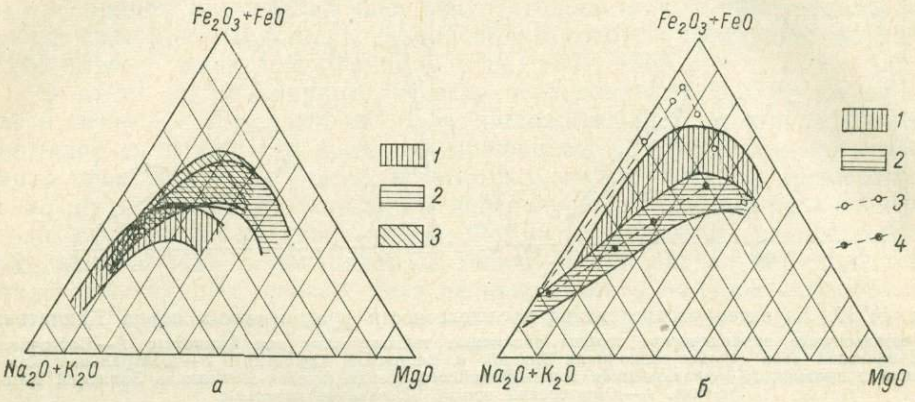


Рис. IV-19. Поля дифференциации вулканов мантийского и корового питания.

а — Курило-Камчатская вулканическая зона: *1* — вулканы Курильских островов, *2* — стратовулканы Восточно-Камчатской зоны в Центральной Камчатской депрессии, *3* — коровый вулканизм (Безымянная сопка и экструзии ареального типа).

б — стандартные типы дифференциации: *1* — пижонитовая серия, *2* — гиперстеновая серия, *3* — Скаергардская интрузия, *4* — известково-щелочная серия (по Р. Дэли).

над калием, сравнительная бедность железом и некоторая обогащенность щелочами, сравнительно со смежными областями вулканических островных дуг (в частности, в сравнении с Японскими островами).

Щелочно-известковый индекс Пикока для серий четвертичных эффузивов различных районов равен: для Южных Курил — 68,0, для Центральных Курил — 64,5, для Восточной Камчатки — 62,4, для Северных Курил — 62,5, для Центральной Камчатской депрессии — 63,0, для Срединного хребта — 60,2, для района Корякского нагорья — 59,6.

Характерной чертой является исключительная близость составов базальтов, развитых в пределах той или иной вулканической зоны. Этот факт с учетом тождественности составов базальтов дифференцированных вулканов и ареальных базальтовых излияний, развитых на огромных территориях, позволяет рассматривать средний состав базальтов той или иной зоны как отвечающий составу родоначальной магмы. В пользу этого предположения свидетельствует также единство направлений дифференциации серий в пределах тех районов, где количественно преобладают базальты, и районов или отдельных вулканических построек с преобладанием андезитов (рис. IV-19).

Основным процессом дифференциации исходной магмы является ее фракционная кристаллизация. Дифференциация при этом доходит до андезито-дацитов и реже дацитов. В некоторых вулканах (вулканы Гамченской группы, Ключевская сопка, Вилючинская сопка, Авачинская и Корякская сопки) обнаруживается фаза накопления железа на разных стадиях кристаллизации. В большинстве же случаев в ходе

дифференциации исходного расплава происходит постоянное накопление щелочей при убывании суммы железа и магния.

По скорости накопления щелочей четко выделяются два типа вулканов: 1) вулканы, близкие к щитовому типу, где возрастание суммы щелочей происходит очень интенсивно, и 2) стратовулканы, где скорость этого процесса сравнительно понижена.

В то же время имеется ряд случаев, когда при сохранении общих особенностей химизма, характерных для провинции в целом, в составе вулканических продуктов, истории развития вулканизма и типе извержений фиксируются резкие отклонения от нормального хода процесса — отклонения, которые невозможно объяснить нормальной кристаллизацией первичной магмы.

Первый случай такого рода относится к ареальным распространениям кислых экструзий, не связанных с отдельными вулканическими центрами и локализующихся вдоль зон региональных разломов, а также образующихся в посткальдерную стадию развития крупных вулканов или отдельных бескальдерных вулканов, сформировавшихся на поздних стадиях вулканического цикла. В этих случаях при резком повышении кислотности вулканических продуктов наблюдается снижение их щелочности по сравнению с наиболее кислыми дифференциатами нормального ряда развития исходной магмы, резкое понижение содержания анортитового компонента и как следствие — пересыщение породы алюминием.

Характерная особенность извержений — значительное повышение роли газовой фазы. Обычны взрывы катмайского, пелейского типа, образование пирокластических и пемзовых потоков, игнимбритов.

Изучение известных случаев проявления кислого вулканизма показало, что развитие его носит, как правило, антидромный характер.

Все эти особенности, возможно, свидетельствуют о том, что в период, непосредственно предшествовавший кислому вулканизму, исходная магма обогатилась ассимилированным сиалическим материалом *. Наблюдаемая прямая зависимость образования сравнительно крупных вулкано-тектонических депрессий и развития кислого вулканизма, возможно, свидетельствует о том, что ассимиляция происходит в пределах вторичных камер в коре.

Вторым типичным случаем отклонений, также, по-видимому, связанным с наличием очагов в коре и явлениями ассимиляции, считается развитие вулканов центрального типа в пределах крупных вулкано-тектонических депрессий.

Вулканы эти дают полный ряд пород от базальтов до риолитов, однако состав базальтов резко отличен от среднего состава, характерного для данной зоны, который, как уже говорилось, мы принимаем за состав исходной магмы. В частности, отмечается резкое снижение содержания темноцветных компонентов и уменьшение щелочности, фиксирующееся в уменьшении параметра *a*. Подобные отклонения отмечаются, в частности, для вулканических групп Ичинского вулкана, Большого Семлячика, вулканов Карымского района и некоторых других.

Переходя к рассмотрению общих особенностей химизма отдельных вулканических зон, можно заметить, что в распределении вулканов различного типа четко проявляются как поперечная, так и продольная зональности.

Утверждение о том, что вкрест вулканического пояса наблюдается повышение щелочности вулканических продуктов в направлении к континенту в общем справедливо, о чем свидетельствует наличие вблизи

---

* По мнению В. К. Ротмана, более вероятной причиной указанных «аномалий» является разделение расплавов, происходящее в магматическом очаге в период, предшествующий кислым извержениям.

побережья Охотского моря провинции щелочных пород. Однако еще более четко поперечная зональность проявляется в изменении характера вулканизма. Происходит резкое увеличение роли базальтов по мере удаления от фронтальной (восточной) части вулканических зон. Параллельно резко уменьшается количество кислых дифференциатов. В результате в тыловых частях каждой вулканической зоны фиксируется преимущественное развитие щитовых и лавовых вулканов и ареальных излияний базальтов. Стратовулканы редки, а кальдерные вулканы практически отсутствуют. Этим объясняется специфика наиболее западной линии вулканов Курил — вулканы Алаид, Маканруши и др. В уменьшенном размере подобная зональность отмечается в пределах Центральной Камчатской депрессии, где в западной части расположены базальтовые щитовые вулканы Плоский и Плоский-Толбачик и связанные с ними зоны ареального вулканизма, а также в грабенах Южной Камчатки. Аналогичная зональность наблюдается и в других вулканических зонах Тихого океана [Williams, McBirney, 1964; Yagi, Kawano, Aoki, 1963].

Продольная зональность отмечается в двух формах. С одной стороны фиксируется непрерывное изменение ряда петрохимических особенностей вулканогенных продуктов от Японских островов до Корякского нагорья. Так, щелочно-известковый индекс постепенно изменяется от 68 на Хоккайдо до 59,6 на Корякском нагорье. Насыщение кремнеземом наступает на Курильских островах в области значений 50—51, Камчатки 52—53 и Корякского нагорья — около 54% SiO_2. Относительное максимальное содержание железа на тройной диаграмме MgO—Fe_2O_3+FeO — Na_2O+K_2O для Курильских островов составляет в среднем 60% при максимальных значениях, достигающих 70%, для Камчатки 50% при максимальных значениях, достигающих 60%, а для Корякского нагорья лишь 40% при максимальных значениях, достигающих всего 50%. Одновременно наблюдаются постепенное понижение общей щелочности исходных составов с севера на юг и уменьшение основности исходной магмы в том же направлении.

В то же время отмечается четкая связь характера распределения пород по кислотности в зависимости от тектонического строения, в частности от интенсивности поднятия района вулканизма. Изменение идет от Центральной группы Курильских островов в обе стороны — с одной стороны по направлению к Камчатке, с другой — по направлению к Японским островам. При этом отмечается смена существенно андезитового вулканизма островных дуг преимущественно андезито-базальтовым и базальтовым вулканизмом. Параллельно резко увеличивается и количество кислых вулканических продуктов, фактически отсутствующих на островных дугах нормального типа.

Вулканические районы Камчатки являются одними из крупнейших районов термальной деятельности на территории СССР. Здесь известно около 90 термальных источников. Поставляемые ими гидротермы представляют собой эндогенный пар, являющийся главным источником тепла, в различной мере метаморфизованный и смешанный с поверхностными водами. Соответственно по типам структурной приуроченности гидротермальных систем можно выделить структуры первичной транспортировки, по которым происходит поступление эндогенного пара, и структуры перераспределения его в поверхностных горизонтах.

К первому типу структур относятся подводящие каналы вулканических аппаратов, с которыми непосредственно связана современная фумарольная деятельность, а также предполагаемые на глубине интрузивные тела, зачастую фиксирующиеся на поверхности группами экструзивных куполов. Ко второму типу относятся крупные артезианские бассейны в пределах грабенов, контролирующих вулканические

зоны. Конкретные выходы термальных вод на дневную поверхность связаны с зонами разломов и вулкано-тектоническими депрессиями в пределах такого рода артезианских систем.

По В. В. Иванову, выделяется несколько генетических типов подземных вод различных по химизму, характеру и степени минерализации, а также составу газов. Температура гидротермальных систем колеблется в широких пределах от 20 до 200° С. В зависимости от физического состояния, параметров давления и температуры можно выделить проявления горячих вод и перегретого пара. Общая тепловая мощность 65 крупнейших гидротермальных проявлений Камчатки составляет 582 *Гкал/ч.*

Оценивая задачи дальнейшего изучения Курило-Камчатского вулканического пояса, надо прежде всего отметить, что этот район является идеальным полигоном для исследования современных процессов магмообразования, гидротерм и геотермии. В этой связи необходима постановка здесь широкого комплекса исследований вулкано-физического, геохимического и геотермического плана. Существенными являются и ряд геологических проблем — такие, как вопрос о границе неогенового и четвертичного периодов, вопросы генезиса вулканоструктур и т. д.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЗМА ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЫ ТПП

Под внутренней зоной ТПП после опубликования в 1946 г. известной работы С. С. Смирнова «О Тихоокеанском рудном поясе» понимается приокеанская область кайнозойской складчатости, которая включает в себя Алеутские острова и южную часть Аляски, Корякское нагорье, Камчатский полуостров, Курильские острова, о. Сахалин и Японские острова, а также прилегающие к ним части Берингова, Охотского и Японского морей.

Главной особенностью магматизма рассматриваемой области является преобладание основных и ультраосновных пород над гранитами. Крупные гранитные интрузивы распространены во внутренней части ТПП незначительно и очень неравномерно, обнаруживая четкую приуроченность к определенным тектоническим блокам. В связи с этим из данного рассмотрения исключены те проявления гранитоидного магматизма, которые по географическому и тектоническому положению, а также по петрологической характеристике могут быть связаны с развитием внешней части пояса, а именно: крупные массивы гранитов на левобережье р. Анадыря, гранитоиды Аляскинского хребта и, как будет показано ниже, гранитоиды Японских островов.

Магматическая история рассматриваемой области началась еще в палеозое (а по мнению некоторых исследователей, в протерозое). Однако на значительной части ее территории палеозойские магматические комплексы не могут быть уверенно отделены от мезозойских (главным образом позднеюрских — раннемеловых). Это полностью относится к Корякскому нагорью, для которого до настоящего времени не решен окончательно вопрос о количестве и возрасте вулканогенно-кремнистых комплексов, а соответственно, и связанных с ними комплексов гипербазитов. Поэтому целесообразно рассмотреть палеозойский и мезозойский (доверхнемеловой) магматизм совместно, тем более, что особенности магматических пород достаточно близки.

Предполагается [Gates, Gryc, 1963], что в юго-западной части Аляски под мощной толщей геосинклинальных аргиллитов и песчаников среднеюрского — мелового возраста лежит толща переслаивающихся лав, пирокластов и морских осадков нижней юры, соответствующая началу прогибания геосинклинали Матануска.

Аналогичные толщи широко распространены в северной части Корякского нагорья от восточного побережья Пенжинской губы до Анадырского залива. Возможно, что, по крайней мере, часть из них имеет палеозойский возраст (например, в Таловских горах, в бассейне р. Хатырки и других местах). Среди вулканических пород этих толщ преобладают базальты с подушечной и шаровой отдельностью, спилиты и диабазы. Очень редки породы среднего и кислого состава. Для базальтов характерны преобладание вкрапленников плагиоклаза и авгита и отсутствие оливина. Результаты химических анализов некоторых базальтов показывают, что часть из них близка к дифференциатам щелочной оливино-базальтовой магмы, а часть — к производным толеитовой базальтовой магмы (данные Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецова). Многие вулканические породы метаморфизованы и превращены в зеленые сланцы, иногда содержащие глаукофан (в Таловских горах и в бассейне р. Мукарылян). Некоторые исследователи [Геология и полезные ископаемые..., 1965] склонны относить блоки наиболее интенсивно метаморфизованных вулканических и вулканогенно-осадочных пород к протерозою.

Среди интрузивных пород, ассоциирующихся с палеозойскими и мезозойскими вулканогенно-осадочными толщами, преобладают гипербазиты. Характерно, что наиболее крупные массивы гипербазитов — Куюльский, Эльденырский, Усть-Бельский и Тамватнэйский — располагаются вблизи границ рассматриваемой области с внешней частью ТПП, очевидно, у крупнейших тектонических швов. Кроме доверхнемеловых гипербазитов в Корякском нагорье известны небольшие тела габбро и плагиогранитов, связанных между собой постепенными переходами. По мнению Л. И. Аникеевой, «альпинотипные» гипербазиты и более кислые породы (от габбро до адамеллитов) происходят из различных магм и, возможно, их образование относится к разным этапам магматизма, разорванным во времени.

На Сахалине магматические образования палеозоя и мезозоя также представлены вулканическими породами основного состава и гипербазитами. Те и другие пространственно тяготеют к вытянутым в меридиональном направлении хребтам — Сусунайскому и Восточно-Сахалинскому. Условно палеозойские вулканиты интенсивно метаморфизованы и превращены в зеленые сланцы и зеленокаменные породы, местами содержащие значительное количество глаукофана. Среди них располагаются тела серпентинитов и горнблендитов, образовавшихся за счет дунитов, гарцбургитов и других ультраосновных пород, которые, возможно, частично относятся к более молодому мезозойскому (доверхнемеловому) интрузивному комплексу. Вулканические образования поздней юры — раннего мела (?) представлены в различной степени измененными основными лавами, изливавшимися в подводной обстановке. Судя по химическим анализам этих пород (неопубликованные данные Ю. М. Ковтуновича), они относятся к типу щелочных оливиновых базальтов.

Непосредственным продолжением пояса палеозойских — мезозойских основных и ультраосновных пород Сахалина на о. Хоккайдо считается пояс Камуикотан. Однако возможно, что продолжение Сахалинского пояса находится на о. Хоккайдо к востоку от горного хр. Хидака. Это предположение обосновывается, во-первых, тем, что пояс Камуикотан смещен к западу относительно возможного продолжения пояса палеозойско-мезозойских основных и ультраосновных пород Сахалина. Во-вторых, как отмечает А. Миясиро [Miyashiro, 1961], соотношение в пространстве метаморфических поясов Камуикотан и Хидака является необычным для Японских островов. В остальных случаях породы, подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму и содержащие массивы гранитоидов, т. е. аналогичные метаморфидам зоны Хи-

дака, располагаются на удаленной от океана стороне Японских островов. Можно думать, следовательно, что к востоку от зоны Хидака лежит еще один пояс метаморфизованных основных и ультраосновных пород. Вулканические породы доверхнемелового возраста (возможно, юрские — раннемеловые) в зоне Камуикотан превращены в зеленые и глаукофановые сланцы, содержащие многочисленные тела серпентинитов.

Что касается остальной части Японских островов, т. е. островов Хонсю, Сикоку и Кюсю, то вследствие широкого распространения здесь гранитоидных пород она должна быть по характеру донеогенового магматизма отнесена к внешней части ТПП. К внутренней части пояса, по-видимому, относятся лишь крайняя северо-восточная часть о. Хонсю, а также лишенная выходов гранитов узкая зона Тихоокеанского побережья юго-западной части Японских островов — зона Симанто, где среди нерасчлененных геосинклинальных мезозойских образований присутствуют верхнеюрские — нижнемеловые подушечные базальтовые лавы и диабазы [Minato e. a., 1965].

По характеру магматизма от рассмотренных районов внутренней части ТПП резко отличается также южная часть Срединного хребта на Камчатке, геологически представляющая собой блок метаморфических пород (в том числе и гнейсов) предположительно палеозойского или мезозойского возраста, окруженный позднемеловыми и кайнозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами. В пределах этого блока широко распространены типичные граниты, часто образующие крупные массивы и, возможно, имеющие анатектическое происхождение. Геологическая позиция выступа метаморфических пород Срединного хребта в настоящее время неясна; возможно, что он представляет собой «осколок» гипотетического Охотского массива.

В восточной половине Камчатского полуострова известны два других блока метаморфических пород — Хавывенский и Ганальский. Предполагается, что зеленые сланцы этих блоков образовались за счет первичных основных вулканических пород. Они очень сходны с аналогичными образованиями Японских островов и Сахалина.

Таким образом, главной особенностью палеозойского и мезозойского (допозднемелового) магматизма внутренней части ТПП является преобладание магматических формаций ранней стадии геосинклинального развития. Проявления складчатости на этой территории существенно не изменяли характер магматизма.

Следующий чрезвычайно специфичный этап геосинклинального магматизма относится к рубежу мезозоя и кайнозоя. Он четко ограничен по своему проявлению как в пространстве, так и во времени.

В конце сенона (начиная с сантона, но главным образом в кампане) в восточной части рассматриваемой области образовался протяженный вулканический пояс, который вследствие его географического положения можно назвать Периокеаническим (окраинно-океаническим). Этот пояс прослеживается в пределах суши от западного побережья Берингова моря вдоль побережья Олюторского залива и Камчатского полуострова до южной оконечности Курильской дуги и п-ова Немуро на северо-востоке о. Хоккайдо, охватывая также юго-восточное побережье Сахалина. На этой территории выходы вулканических пород верхнего мела представляют собой отдельные тектонические блоки среди кайнозойских пород, а местами разделены морем; однако их однородный характер и отсутствие каких-либо других синхронных образований позволяют уверенно интерполировать имеющиеся данные.

Внешняя (прилежащая к континенту) граница Периокеанического пояса почти на всем протяжении недоступна наблюдению, но, судя по отдельным обнаженным участкам, она имеет характер тектонического шва, вдоль которого располагаются небольшие массивы гипербазитов

и ассоциирующихся с ними щелочных пород (например, в Корякском нагорье и Центральной Камчатке). Шов, по геофизическим данным, четко фиксируется гравитационной ступенью с существенным увеличением значений силы тяжести над выходами вулканических пород. В ряде мест он сопровождается магнитными аномалиями, имеющими положительное значение над вулканическим поясом. Тектонический шов, по данным Г. П. Декина, Т. В. Тарасенко и Б. В. Лопатина, на севере проходит в виде дуги от бухты Наталья на берегу Берингова моря к Охотскому побережью Камчатки и прослеживается далее на юг вдоль побережья до устья р. Морошечной. Здесь он смещается вдоль диагонального шва в юго-восточном направлении до долины р. Камчатки, где принимает характер меридионального глубинного разлома, ограничивающего с востока массив метаморфических пород Срединного хребта.

Судя по аэромагнитной съемке [Соловьев, Гайнанов, 1963], в пределах Охотского моря граница Периокеанического пояса, возможно, проходит по северному склону глубоководной котловины и выходит на восточное побережье Сахалина, где под острым углом пересекается с меридиональной линией, ограничивающей с запада область распространения позднемеловых вулканогенных пород о-вов Сахалин и Хоккайдо. Несмотря на то, что в последнем случае направление границы Периокеанического пояса секущее по отношению к главным кайнозойским структурам Курильской дуги, оно хорошо согласуется с общим простиранием главного мелового поля Сахалина и Хоккайдо.

Вопрос о продолжении вулканического пояса в пределах Берингова моря и Тихого океана и характере границы пояса с океаном без проведения детальных геофизических работ не может быть решен однозначно.

В пределах Периокеанического пояса в конце мела в результате интенсивного вулканизма накопилась мощная (7—10 *км*) толща вулкано-кластических и кремнистых осадков, вулканических брекчий и лав. Ряд признаков свидетельствует о том, что вулканизм происходил в глубоководной обстановке [Ротман, 1961], причем здесь преобладали спокойные излияния, а дробление и измельчение лав было результатом взаимодействия магматического расплава с холодной морской водой.

Подавляющее большинство вулканических пород позднего мела представлено базальтами, среди которых некоторые содержат во вкрапленниках измененный лейцит [Ротман, Марковский, 1965]. Главными разновидностями базальтов являются безоливиновые крупнопорфировые породы с высококальциевым авгитом и плагиоклазом во вкрапленниках. В большинстве случаев они недосыщены кремнеземом и пересыщены щелочами. Насыщенные кремнеземом породы встречаются редко, а пересыщенные представляют исключение. Кислые породы образуют серию даек, колеблющихся по составу от дацитов до плагиолипаритов. В некоторых случаях описаны более крупные субвулканические массивы аналогичных жильных или полнокристаллических пород (гранодиоритов); однако вопрос об их принадлежности к рассматриваемому комплексу окончательно не решен. Большинство вулканитов Периокеанического пояса является производными щелочной оливино-базальтовой магмы. Возможно, что в дальнейшем удастся оконтурить области распространения толеитовых базальтов, но в настоящее время данных для этого недостаточно.

Интрузивные породы Периокеанического пояса относятся к двум типам. Породы первого типа образовались в результате дифференциации щелочной оливино-базальтовой магмы; они образуют небольшие тела гипербазит-габбро-сиенитового состава вблизи тектонических швов, ограничивающих вулканический пояс. Возраст их считается позднемеловым (?) — раннепалеогеновым. Второй тип пород, представлен-

ный главным образом дунитами и гарцбургитами, не имеет прямой связи с базальтовой магмой. Массивы этих пород образуют пояс, вытянутый вдоль тихоокеанского побережья Камчатки. Аналогичные породы также известны на Кенайском полуострове на Аляске.

С течением времени область активного вулканизма постепенно сокращалась, перемещаясь к океану, о чем свидетельствует присутствие на восточных полуостровах Камчатки (Кроноцком и Камчатского Мыса) базальтов, входящих в состав морских толщ палеоценового и эоценового возраста. Эоценовые базальты, изливавшиеся в подводных условиях, известны также в юго-восточной части п-ова Аляска и на островах к востоку от Кенайского полуострова. Интрузивные породы палеогена представлены, по-видимому, серией массивов преимущественно габбрового состава, располагающихся в крайней восточной зоне Камчатки. Возможно, что область проявления палеогенового базальтового вулканизма оконтуривает самостоятельный геосинклинальный прогиб (Кроноцко-Олюторский), обособившийся от ранее стабилизировавшейся Западнокамчатско-Корякской области.

Таким образом, во внутренней части ТПП начиная с палеозоя и до палеогена включительно происходила отчетливая миграция магматических (главным образом вулканических) зон в направлении к океану. Эти зоны, последовательно причленяясь друг к другу, образовали концентрическую структуру, наиболее отчетливую в северо-западной части Камчатки. Характер магматизма на протяжении этого времени не претерпел существенного изменения. Можно лишь заметить, что к концу мела — палеогену относится появление щелочных базальтоидов среди континентальных толщ в стабилизированной области в тыловой части пояса (рарыткинский комплекс).

Совершенно иной характер приняла магматическая деятельность в неогене (возможно, местами в конце олигоцена), что было связано с образованием системы островных вулканических дуг, нарушивших отмеченную выше магматическую зональность. В это время возникли Алеутская дуга, Внутренняя вулканическая дуга Камчатки, Курильская дуга с ее продолжениями в юго-восточной Камчатке и северо-восточном Хоккайдо. Магматические процессы охватили также западную часть Сахалина и прилегающую к Японскому морю часть о. Хонсю, где образовалась еще одна вулканическая дуга.

Таким образом, в неогене часть районов, бывших в палеогене «стабильными», подверглась магматической активизации. Среди неогеновых и четвертичных вулканических пород широко распространены андезиты и другие производные известково-щелочной магмы: андезито-базальты, андезито-дациты и дациты, что было показано для Алеутской дуги Р. Котсом, для Курило-Камчатской системы — Г. С. Горшковым, С. И. Набоко, В. К. Ротманом, М. А. Фаворской, Е. К. Мархининым и другими и для Японо-Сахалинской системы — Х. Куно, В. Ф. Ерофеевым и В. Н. Шиловым. Данные этих исследователей для Курило-Камчатской провинции обобщены сотрудниками Института вулканологии под редакцией Э. Н. Эрлиха [1966].

Характер распределения SiO_2 в многочисленных анализах подтверждает преобладание андезитов и андезито-базальтов среди неогеновых и четвертичных лав вулканических дуг. Необходимо заметить, что на Японских, Курильских островах и во Внутренней дуге Камчатки лавы начальной фазы неогенового вулканизма часто имели состав толеитовых или высокоглиноземистых базальтов. Установление первичного состава пород обычно затруднено сильной их пропилитизацией. По мере развития вулканизма известково-щелочной характер магмы и преобладание среди пород андезитов становятся все более отчетливыми. Если породы начальной (раннемиоценовой) фазы вулканизма приближались к базальтам, то в конце плиоцена — начале четвертичного

периода происходили массовые извержения кислых пород, почти никогда не доходивших по составу до типичных липаритов и представленных главным образом дацитами. Широкие поля игнимбритов и пемз образовались в это время в Срединном хребте и в юго-восточной части Камчатского полуострова, а также на Японских островах. На Курильских и Алеутских островах игнимбриты не известны. Они отчетливо приурочены к районам с наиболее хорошо сформированной корой континентального типа.

Среди неогеновых интрузивных пород преобладают диориты, а граниты и более основные разновидности пород (габбро) подчинены им количественно и очень редко образуют самостоятельные массивы. Во многих случаях отмечается повышенная щелочность интрузивных пород, приближающихся вследствие этого к монцонитам. Неогеновые интрузивные массивы обычно располагаются в виде цепочек, вытянутых вдоль крупных разломов и нередко являющихся секущими по отношению к вулканическим дугам. Сами интрузивные массивы часто имеют зональное строение, причем в ядре их располагаются наиболее лейкократовые разновидности пород, что одними исследователями рассматривается как результат гибридизма, а другими — как следствие метасоматических преобразований.

В четвертичное время фронт действующих вулканов сместился в сторону океана таким образом, что некоторые «затененные» участки дуг утратили свою активность. В это время прекратился вулканизм на Сахалине и постепенно угасла деятельность вулканов в Срединном хребте Камчатки. От Аляски до о. Хонсю образовалась единая цепь вулканов, принадлежащих к наиболее четко выраженному известковому типу известково-щелочной магмы. Иногда эту цепь вулканов сравнивают с Восточно-Азиатским вулканическим поясом на том основании, что она занимает пограничное положение по отношению к океану и характеризуется интенсивным кислым вулканизмом игнимбритового типа. Однако игнимбриты вулканических дуг и Восточно-Азиатского пояса относятся к разным классам кислых пород и различаются как по объему изверженного материала, так и по его составу [Ротман, Быковская, 1967].

В тылу цепи действующих вулканов расположена протяженная область, где в течение всего неогена и, вероятно, отчасти в четвертичное время происходили извержения щелочных пород главным образом в форме мелких штоков, интрузивных залежей и даек. К этой области относятся Прибыловские острова в Беринговом море, Западная Камчатка, Западный Сахалин и прилегающая к Японскому морю территория о. Хонсю, образующие соответственно Беринговскую, Приохотскую и Кругояпономорскую петрографические щелочные провинции.

Как указывает Х. Куно [Kuno, 1965], между поясом вулканов известково-щелочной серии и щелочной магматической провинцией обычно располагается промежуточный пояс вулканов, лавы которых являются производными высокоглиноземистой базальтовой магмы. Такой пояс на Камчатке образуют вулканы Центральной Камчатской депрессии (Ключевская сопка и др.). Помимо поперечной по отношению к вулканическим дугам петрохимической зональности в ряде случаев существует продольная зональность. Так, например, устанавливается повышение содержания щелочей в неогеновых и четвертичных породах Внутренней дуги Камчатки в направлении с юга на север — к Корякскому нагорью. Однако эта особенность находится в прямой зависимости от тектонического строения указанных районов, так как на севере, как отмечалось выше, находится область более ранней стабилизации. Таким образом, общий принцип повышения щелочности пород в стабилизированных районах сохраняется и при движении вдоль вулканических дуг.

В заключение рассмотрим некоторые главные черты магматизма внутренней части ТПП.

В общей форме эта характеристика дана С. С. Смирновым (1946), указавшим на «мезократовый» характер распространенных здесь интрузивных образований в противоположность «лейкократовому», присущему «интрузивному комплексу» внешней части пояса. Это положение справедливо и в приложении к вулканическим комплексам.

В связи с составом магмы находится своеобразная металлогеническая специализация магматических комплексов. Для древних (донеогеновых) комплексов характерны такие элементы, как марганец, медь, хром, никель, кобальт, титан, железо, платина, иногда образующие промышленные концентрации. С неогеновыми андезито-диоритовыми комплексами ассоциируются медь, свинец, цинк, серебро, золото, мышьяк, сурьма и ртуть, хотя часть этих элементов может иметь «сквозной» характер (например, ртуть). При этом все или большинство неогеновых месторождений относятся к эпитермальному субвулканическому типу. Они широко распространены на Японских, известны на Курильских и Алеутских островах и на Камчатке.

Таким образом, основные идеи С. С. Смирнова относительно металлогенических особенностей Тихоокеанского рудного пояса находят полное подтверждение. Однако более детальное рассмотрение позволяет установить и некоторые отклонения от предложенной С. С. Смирновым схемы. Эти отклонения обусловлены притоком новой информации как в отношении ранее плохо изученных районов Востока СССР, так и в отношении сопредельных территорий. Так, характерным примером являются Японские острова, отнесенные С. С. Смирновым к внутренней части пояса. Согласно сводным работам японских геологов [Minato e. a., 1965], характер донеогеновых магматических пород и связанных с ними месторождений в юго-западной части Японских островов позволяет рассматривать ее как часть Восточно-Азиатского вулканического пояса, тогда как в неогене она приняла черты магматизма и металлогении, свойственные внутренней части ТПП.

Как известно, С. С. Смирнов объяснял особенности металлогении и магматизма внутренней части ТПП ее положением относительно океанической впадины. В последнее время высказываются предположения о том, что в значительной своей части сама область кайнозойской складчатости сформировалась на коре океанического типа. Эта мысль, перекликающаяся с идеей Д. С. Харкевича [1955], была высказана в 1963 г. М. И. Ициксоном, Л. И. Красным и В. Т. Матвеенко. Можно привести некоторые дополнительные аргументы в пользу этого предположения.

Так, выше отмечалось широкое распространение среди древнейших метаморфизованных вулканических образований на рассматриваемой территории глаукофансодержащих пород в тесной ассоциации с серпентинитами. По мнению Миясиро [Miyashiro, 1961], эта ассоциация характерна для метаморфических поясов, сформировавшихся на коре океанического типа. Проведенный В. К. Ротманом и Б. А. Марковским [1965] формационный анализ свидетельствует о том, что вулканогенно-осадочные толщи Периокеанического пояса в позднемеловое время накапливались в глубоководной обстановке, вероятно, на континентальном склоне и в прилегающей области океана.

Таким образом, общая эволюция магматизма внутренней части ТПП тесно сопряжена с процессом преобразования коры океанического типа в кору континентальную, происходящим в северо-западной части Тихого океана. Одной из ступеней этой эволюции было возникновение вулканических дуг, сохраняющих свою активность до настоящего времени.

ГЛАВА V

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ВОСТОКА СССР СРЕДИ СОПРЕДЕЛЬНЫХ ЗАРУБЕЖНЫХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ ВОСТОКА АЗИИ*

Подвижные области северо-западной части ТПП Востока СССР при всем своем своеобразии теснейшим образом связаны с родственными и близкими по возрасту образованиями сопредельных зарубежных стран. Это четко проявлено и в особенностях магматизма, имеющего общие сходные черты на всей огромной территории Востока Азии и в значительно меньшей мере сопредельной с ней северо-западной части Северной Америки.

Магматическая провинция Дальнего Востока своим Чукотско-Корякским флангом почти соприкасается со сложно построенной областью Аляски и примыкающей к ней Алеутской дугой и складчатым поясом Невадид. Вулканические дуги Камчатки и Курильских островов теснейшим образом связаны в геологическом развитии и непосредственно продолжаются в пределы магматической области Северо-Восточной тектонической зоны Японских островов. Магматическая цепь Китаками — Хидака (о. Хоккайдо) находит свое продолжение к северу на Южном Сахалине.

Восточно-Азиатская (континентальная) магматическая провинция в палеозое и мезозое развивалась между двумя глыбами — с севера и северо-запада Сибирской платформы (Алданского щита), а с юга и юго-востока Китайской платформы Сино-Корейского щита и отчасти на юго-западе контактирует с Монгольской складчатой зоной герцинид. Сообразно этому будет произведено сопоставление магматизма дальневосточных провинций СССР первоначально с регионами притихоокеанской области (крайний северо-запад Северной Америки и Японских островов), а затем с регионами северной и северо-восточной частей Китайской платформы, ее корейского фланга, а также отчасти восточной Монголии.

Взаимоотношения с Сибирской платформой здесь не рассматриваются, поскольку этот материал в той или иной степени освещен в соответствующих разделах монографии.

Сопоставление магматизма Аляски и Чукотско-Корякской складчатой области представляет значительные трудности как по причине сложности его, так и вследствие недостаточного расчленения магматических комплексов на геологической карте Аляски и других доступных материалах.

В очень грубых чертах в пределах Аляски в направлении с юга на север могут быть выделены следующие крупные геотектонические подразделения, отличающиеся количественным развитием магматических образований, а также характером и составом магматических проявлений.

* При составлении данного очерка кроме опубликованной литературы использованы обзоры и материалы И. И. Акрамовского по магматизму Аляски, В. А. Боброва по сопоставлению магматизма Восточной Монголии и Забайкалья и В. К. Ротмана по сравнению магматизма Японских островов и Сахалино-Камчатского региона.

1. Геосинклинальная область Чугач-Матануска-Аляскинского хребта.

2. Центрально-Аляскинское поднятие (массив Юкон-Танана, Кускоквим и п-ов Сьюард).

3. Геосинклинальная область Франклин, состоящая из палеозойской зоны хр. Брукса и примыкающей к ней с севера зоны Колвилл, почти лишенной магматизма и являющейся, очевидно, перикратонным прогибом Гиперборейской платформы.

Дугообразно изогнутая к северу палеозойско-мезозойская геосинклинальная область Чугач-Матануска-Аляскинского хребта, ограниченная с севера грандиозной дугообразной системой глубинных разломов Дэнали, является непосредственным продолжением западной зоны Кордильерской геосинклинальной системы. Именно здесь, меняя свое северо-восточное простирание на широтное и затем юго-западное, она находит продолжение в пределах Корякско-Камчатской области и, повидимому, в основании Алеутской островной дуги. Обширная область Центрально-Аляскинского поднятия, ограниченная с юга системой глубинного разлома Дэнали, а с севера столь же крупной системой Кобук, представляет реликт некогда единого массива Беринго-Юконии, существование которого предполагается Ю. Н. Поповым, И. И. Тучковым и другими исследователями Северо-Востока СССР. Этот гипотетический древний массив охватывал область нынешней акватории Берингова моря и примыкающие к нему территории. Восточно-Чукотский массив и Центрально-Аляскинское поднятие являются фрагментами этого единого крупного массива, подвергшегося раздроблению в мезозое.

Палеозойская зона хр. Брукса продолжается в пределы Чукотки, однако по характеру мезозойского магматизма между ними имеется ряд различий, о чем будет сказано ниже. Зона Колвилл, возможно, находит свое продолжение на дне Чукотского моря и зал. Лонга. В пределах геосинклинальной области Чугач-Матануска и вообще в эвгеосинклинальной зоне Кордильер в более сильной степени, чем в Корякско-Камчатской и тем более Чукотской складчатых областях, в течение значительного отрезка геологического развития, начиная с ордовика и вплоть до перми, был интенсивно проявлен подводный вулканизм главным образом основного, отчасти среднего состава. Перемежаемость вулканитов с морскими, нередко кремнистыми, отложениями, шаровая отдельность, интенсивные зеленокаменные изменения не оставляет сомнений в том, что это — типичные кремнисто-вулканогенные спилитовые (спилито-кератофировые) формации ранних стадий развития геосинклинали. Сходные образования установлены в антиклинальных поднятиях Корякского нагорья, а также в позднепалеозойских образованиях фундамента наложенных юрско-меловых впадин в пределах южной границы Чукотской складчатой области. «Зеленокаменные» вулканогенные формации и силлы диабазов и долеритов типичны и для разреза раннего мезозоя (северные склоны Аляскинского хребта, также поднятия Талкитна и Танана в Южной Аляске). Упомянутые образования могут быть параллелизованы с вулканогенными отложениями позднегеосинклинальных впадин запада Чукотки (бассейн рек Анюя и Олоя). Сходны также верхнетриасовые и юрские отложения Таловско-Майнского поднятия (Корякское нагорье). На Аляске, но менее интенсивно, чем в Чукотской области, проявлен позднемезозойский магматизм. В отличие от более древних вулканогенных образований стадии геосинклинального прогибания, в основном подводных, нижнемеловые (частично может быть верхнеюрские) вулканиты в Центральной Аляске представлены главным образом субаэральными образованиями. Породы преимущественно основного и среднего состава (поднятия Хогац и Гудньюс). Более молодые (апт-сеноман и сеноман) вулканиты,

также субаэральные, близкого состава известны в ряде наложенных прогибов Кускоквим, Аляскинского хребта и др.

Субаэральные вулканиты позднего мезозоя, пространственно тесно связанные с батолитовыми интрузиями гранитоидов (аналоги охотских гранитоидов?), слагают четко выраженную зону вдоль границы Южной и Центральной Аляски. Это дает основание предполагать здесь возможность продолжения или аналога Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, тем более, что структурное положение этих вулканогенных зон вдоль окраины поднятий также очень близко. Однако столь четко обособленного в пространстве вулканогенного пояса, как Охотско-Чукотский, здесь, по-видимому, все же нет и надо допустить, что риолитовая линия Тихого океана в целом не продолжается в пределы Американского материка.

Наиболее древними интрузивными образованиями Аляски считают гипербазиты, некоторые массивы которых прорывают отложения юры. Однако почти несомненно среди них имеются и более древние образования. В частности к ним, возможно, могут относиться и гипербазиты хр. Брукса, расположенные полностью среди среднепалеозойских отложений.

При рассмотрении вопроса о возрасте гипербазитов следует иметь в виду и указание Ф. Б. Кинга (1967) о том, что гипербазиты возможно, интрудировали на большой глубине и затем как диапиры проникали в более высокие горизонты; другие являются блоками из материала мантии, поднятого гораздо выше места своего образования. Массивы гипербазитов на Аляске слагают протяженную линейную зону, являющуюся северо-западным продолжением гипербазитового пояса западной Америки и северо-запада Южной Америки. На Азиатском материке возможным продолжением и аналогом юконских перидотитов отчасти являются гипербазитовые массивы Майнско-Анадырского района и Хатырки, являющиеся скорее уже элементом внутренней зоны ТПП.

Прослеживаясь далее на юг, Камчатско-Анадырская цепь офиолитовых интрузий, следуя через о-в Хоккайдо (хр. Хидака), сливается с громадным перидотитовым поясом, проходящим через Тайвань, Филиппины и острова Зондского архипелага.

Завершение инверсионной стадии Аляскинского звена складчатой системы Кордильер отмечено внедрением крупных батолитового типа массивов гранитоидов, слагающих прерывистую дугообразную цепь вдоль внешней зоны Кордильер (Аляскинский хребет) в мобильной зоне между линеаментами Дэнали и Чугач-Сент Элиас (разлом Бруон). Этот комплекс, по-видимому, включает разновозрастные образования. Среди них, несомненно, есть доверхнеюрские образования, дающие аркозовый контакт с отложениями верхней юры и валанжина. Цифры абсолютного возраста для гранитоидов оз. Илиамна и гор Талкитна 156—159 и 160—165 млн. лет. Эту эпоху гранитоидного магматизма, видимо, можно связать со складчатыми движениями Невадид.

Сходные и близкие по возрасту массивы гранитоидов широко распространены и на Чукотке, в особенности в пределах Колючинско-Мечигменской депрессии, к северу от нее, а также в системе рек Эксатап и Пегтымель [Лугов, 1965]. К этой же группе, возможно, тяготеют и интрузии раннемелового (доаптского) возраста, развитые на Центральной Чукотке.

На Аляске известны также и более поздние, меловые, гранитоиды (калиевые граниты, кварцевые монцониты и кварцевые диориты, реже сиениты и габбро). Однако они недостаточно расчленены. С ними связывают месторождения золота, серебра, полиметаллических руд и сурьмы на Аляске и северо-западе Южной Америки. Среди лучше изученных гранитоидов Чукотки с ними, очевидно, могут быть сопоставлены гранитоиды ранневерхнемелового и позднемелового интрузивных комп-

лексов, возникшие уже в стадию консолидации складчатой области. Среди них, как известно, выделено несколько петрографических типов (инрагинайский, ичувеемо-тамнеквуньский и др.), отличающихся металлогенической специализацией [Лугов, 1965].

В равной мере характерны как для Чукотской, так и для Аляскинской провинции излияния, покровы и силлы базальтового и андезитового состава, широко распространенные в образованиях палеоцена и главным образом неогена.

В целом, если сопоставить магматизм Верхояно-Колымской, Чукотской складчатых областей и Аляскинского звена системы Кордильер, то между крайними членами этого ряда видны крупные различия. Верхояно-Колымская область — типичный представитель подвижных поясов восточноазиатского типа [Иниксон, 1964], заложившихся на мощной сиалической коре континентального типа и отличающаяся возрожденным (палингенным) магматизмом, точнее парагматизмом, сиалического профиля, где ювенильные магмообразующие процессы переплетаются с развитием коры и ее гранитно-осадочной оболочки. Контрастирующая система Кордильер со значительно более сложной историей развития, заложенная в главной своей части на коре субокеанического типа, и магматизм ее, ювенильного типа, связаны с более глубокими подкоровыми концентрациями и продуктами дифференциации базальтовых и гипербазитовых магм.

Чукотская складчатая область, занимающая промежуточное положение между этими двумя контрастирующими подвижными областями, обнаруживает двойственный или точнее гетерогенный характер магматизма и на фоне общего квазиэвгеосинклинального развития на ранних стадиях своего развития, сходного с кордильерским, приобретает в дальнейшем после консолидации на поздних стадиях развития характер подвижной области восточно-азиатского типа. Сходный тип магматизма необходимо допустить и для северной части Корякско-Камчатской складчатой области, расположенной к востоку от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, являющейся продолжением или аналогом южноаляскинских невадид.

Непосредственно Чукотская складчатая область обнаруживает двойственный и сложный характер магматизма. Эта область по типу развития и особенностям магматизма в палеозое и раннем мезозое весьма близка территории Центрально-Аляскинского (Юконского) поднятия и зоне хр. Брукса (геосинклиналь Франклин), примыкающей с востока. В дальнейшем, в позднем мезозое, после консолидации, Чукотская складчатая область резко меняет тип развития и характер магматизма, приближаясь в этом отношении к Верхояно-Колымской складчатой области восточноазиатского типа со специфичным для нее гранитоидным магматизмом и металлогенией. Таким образом, в поздние стадии развития единой Аляскинско-Чукотской тектонической системы западный (чукотский) ее фланг развивался несравненно более интенсивно и проявлен мощным гранитоидным магматизмом, заметно более слабо проявленным на аляскинском фланге.

Может быть, именно в этом своеобразии истории развития Чукотской складчатой области, в ее гетерогенности, кроются причины необычайно мощной и разнообразно проявленной здесь эндогенной минерализации, во многом сходной (золото, ртуть), но во многом и отличной (олово, вольфрам) от металлогении Аляски.

Как известно (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961; Кропоткин и Шахварстова, 1965; Петрушевский [1964]; К. Н. Рудич, 1962 и др.), Японские острова имеют резко гетерогенное строение и сложные связи с примыкающими с севера областями Сахалина (через орогеническую зону Хидака) и Курильской островной дугой (через п-ов Немура). Согласно известным схемам тектонического районирова-

ния здесь выделены три разнородных блока — юго-западная часть Японских островов (разделяется на Внутреннюю и Внешнюю зоны), северо-восточная часть Японских островов и Хоккайдо. Юго-западная

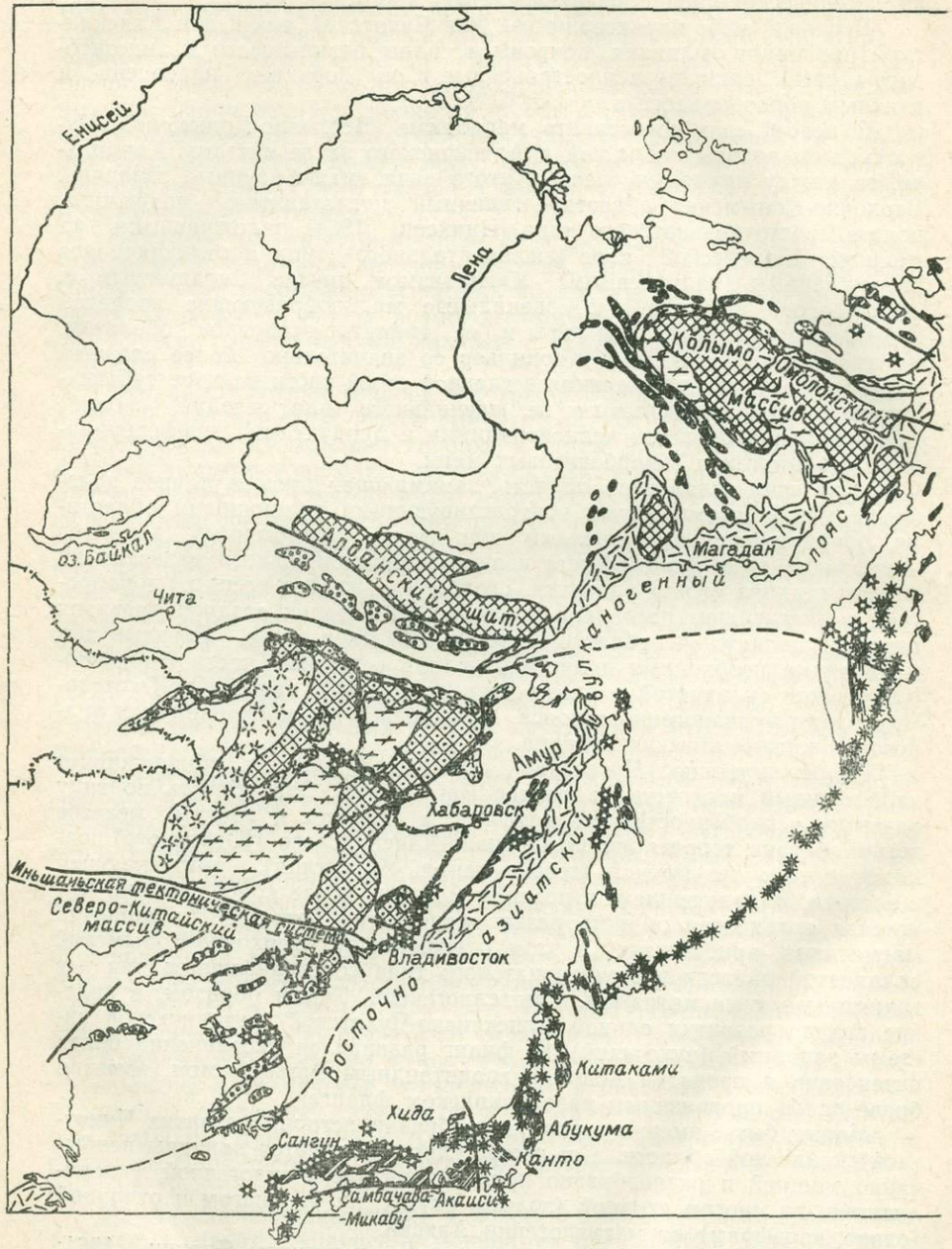
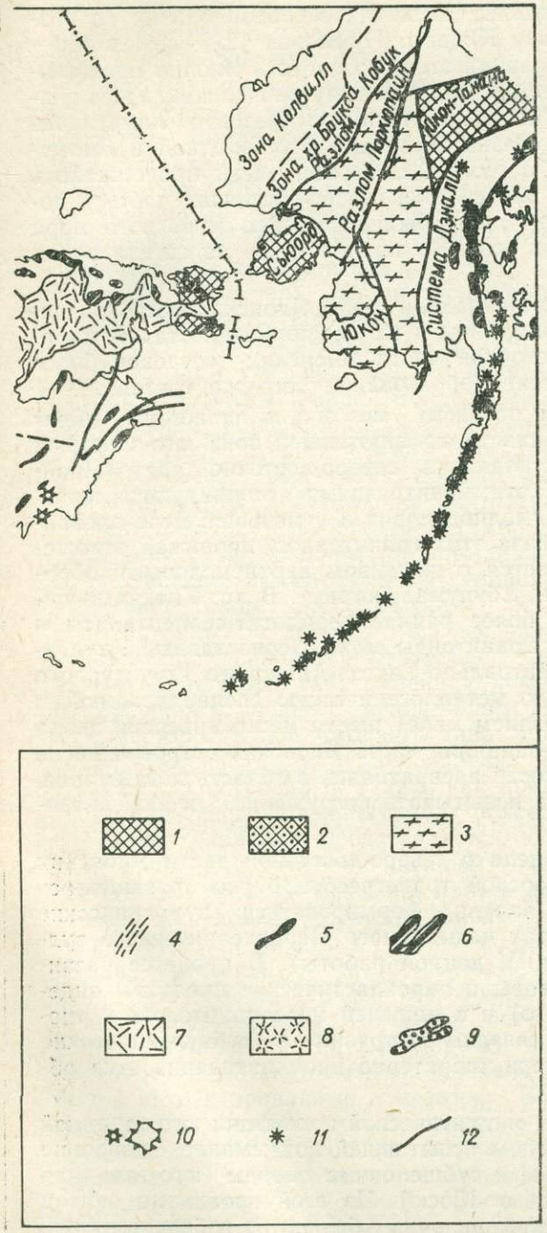


Рис. V-1. Схема размещения некоторых типов магматических образований северо-западной и северо-восточной частей ТПП. Составил М. И.Ициксон.

1 — выступы древнего ядра Катазиатского массива, Сибирской платформы и Беринго-Юконии; *2* — образования Катазиатского массива, подвергшиеся гранитизации; *3* — древние ядра Катазии и Беринго-Юконии под покровом палеозойских и мезозойских отложений, отчасти вулканогенных. *Магматизм и метаморфизм области мезозойской и кайнозойской складчатости:* *4* — блоки метаморфизованного фундамента; *5* — гипербазитовые комплексы геосинклинальных стадий развития складчатых областей; *6* — гранитоиды позднеинверсионной и постинверсионной стадий развития

часть Японских островов (а также отдельные зоны северо-восточной части Японских островов — горы Китаками, Абукума и Канто) по истории геологического развития и магматизма в палеозое и мезозое является близким аналогом соответствующих по возрасту структур советского Южного Приморья. Северо-восточная часть Японских островов и Хоккайдо по типу позднепалеозойского и третичного магматизма относятся к внутренней зоне ТПП и тесно связаны в своем развитии со складчатыми областями Корякско-Камчатской, Сахалинской и Курильской островной дуги. Сюда же из Восточной Камчатки и Курил прослеживается цепь современных и плейстоценовых вулканов, являющаяся фрагментом единого планетарного так называемого Огненного пояса обрамления Тихого океана.



складчатых областей. *Магматизм областей постконсолидационной и платформенной активизации:* *7* — окраинно-материковый Восточно-Азиатский вулканогенный пояс (риолитовая линия Тихого океана); *8* — внутриконтинентальные вулканогенные пояса; *9* — массивы анорогенных гранитоидов. *Магматизм кайнозойский и современный:* *10* — щелочные породы и щелочные базальтоиды; *11* — действующие и потухшие вулканы Огненного пояса Тихого океана; *12* — некоторые крупные разрывные структуры.

Древнейшие комплексы (серии микабу и самбагава), вероятно, эквивалентные рифейским и раннепалеозойским образованиям континентальной Азии, а также более поздние образования герцинско - раннемезозойского этапа, представляют в той или иной степени метаморфизованные вулканогенно-терригенные преимущественно эвгеосинклинальные комплексы с развитием диабазов, долеритов, спилитов, кератофиров. С ними ассоциируют некрупные массивы габбро (кортландитов) и гипербазитов в зонах метаморфизма Хида, Рёке, Самбагава-Микабу, Абукума и др. (рис. V-1).

Допозднемезозойские интрузивные образования кислого и среднего состава Японских островов плохо расчленены. К ним относятся массивы гранитоидов, нередко гнейсо-

гранитов, залегающие в тех же метаморфизованных комплексах. С несомненностью установлено несогласное залегание на гранитоидах верхнеюрских толщ. По-видимому, их аналогами являются раннепалеозойские (доготландские) комплексы Ханкайского массива (424—442 млн. лет). Пермо-триасовые гранитоиды Японских островов близки по возрасту седанкинскому комплексу Южного Приморья (222—270 и 180—240 млн. лет). Наличие образований этого возраста в Японии представляется вероятным еще и по весьма интенсивному проявлению здесь синхронной фазы складчатости Акиёси. Начиная с мезозоя наметилась дифференциация в характере развития между юго-западной и северо-восточной частями Японских островов. В первой части продолжалось устойчивое геосинклинальное прогибание, северо-восточная часть к востоку от Большого Рва вместе с прилежащей частью Японского моря представляла устойчивый блок воздымания вплоть до палеогена включительно.

В разрезе юры и мела юго-западной части Японских островов широко представлены диабазы, андезиты и их пирокласты, а также кварцевые порфиры. В северо-восточной части Японских островов более распространены пирокластические образования того же состава.

Гранитоидный магматизм позднего мезозоя и палеогена имеет наибольшее развитие в особенности во внутренней зоне юго-западной части островов и в отдельных поднятиях северо-восточной частей Японских островов и Хоккайдо. С этими интрузиями ассоциируют высокотемпературная вольфрамовая, молибденовая и в меньшей мере оловянная минерализации. Ранняя фаза этих гранитоидов, прорывая отложения нижнего мела, перекрывается с размывом верхнемеловыми образованиями (области Китаками, Абукума, Тюгоку). В хр. Китаками подобные интрузии прорывают более ранние перидотит-серпентиниты и габброиды. По-видимому, эти гранитоиды можно сопоставить с хунгарийским комплексом зоны Центрально-Сихотэ-Алинского структурного шва, кстати, имеющим сходную металлогеническую специализацию.

В кайнозое (отчасти в позднем мелу) имела место инверсия знака тектонических движений: юго-западная часть Японских островов после позднемеловой фазы складчатости превратилась в область воздымания, а северо-восточная часть стала испытывать погружение, особо интенсивное в миоцене.

Начиная со среднего миоцена в северо-восточной части Японских островов на фоне крупной морской трансгрессии бурно развивалась вулканическая деятельность. Начали формироваться вулканические дуги, являвшиеся элементом так называемого Периокеанического вулканогенного пояса (см. главу IV данной работы). В процессе развития этих дуг накапливались лавы и пирокластические продукты андезитового (местами базальтового) и в меньшей мере дацитового и риолитового состава, с которыми связаны экструзии и субвулканические интрузии того же состава. Очень характерна пропилитизация этих образований.

В то же время в пределах магматической провинции юго-западной части Японских островов, в целом испытавшей воздымание, довольно широко представлены щелочные и субщелочные породы (юго-западная часть о. Хонсю и северо-запад о. Кюсю). Из этой провинции описан широкий круг пород из семейства щелочных базальтов и базальтоидов, трахиандезитов, трахитов и щелочных риолитов, в том числе тешенитов, нефелин-мелилитовых базальтов, фонолитовых порфиров и т. п.

Аналогами этой формации в Южном Приморье являются неоген-антропогеновые щелочные базальтоиды (антараКриты) и лампрофиры, известные в Даубихинском районе, а также малые субвулканические интрузии лейцитсодержащих пород в пределах Артемовской котлови-

ны и ее обрамления. Сюда, видимо, следует отнести также субщелочные разности базальтоидов Ламанонского массива на юге Западного побережья Сахалина.

Но, пожалуй, в наиболее яркой форме эта формация (пектусанский комплекс) проявлена в пределах Туманганского прогиба Сихотэ-Алинской геосинклинальной области и сопредельных к западу областях Сино-Корейского массива.

Рассматривая размещение кайнозойских щелочных и основно-щелочных пород в широком плане, можно видеть контуры прерывистой цепи этих образований, окаймляющих периферию консолидированного массива, располагавшегося на месте Японского моря. Массив в это время начал подвергаться раздроблению и в конце неогена также затоплению Японским морем. В целом все более подтверждается предположение Т. Томита (Tomita, 1935) о существовании циркумяпономорской кайнозойской щелочной и трахибазальтовой провинции. Как рисуется теперь, она включает юго-западную часть Японских островов, Северную и Центральную зоны Корейского полуострова, южное Приморье и Юго-Западный Сахалин (Ламанонский массив).

Кислые и умеренно кислые интрузии, прорывающие в виде небольших массивов ранне- и среднемиоценовые стратифицированные образования, распространены в северо-восточной части Японских островов, а также отчасти и в юго-западной, где они нередко ассоциируют с субвулканическими гранит-порфирами. В ассоциации с гранитоидами встречаются и небольшие интрузивы, сложенные перидотитами, серпентинитами, и габбро-диоритами. Миоценовые магматические образования резко отличны от формации предверхнемеловых гранитов, и, несомненно, являются дифференциатами базальтовых магм, на что указывает также наблюдавшаяся ассоциация гранитоидных пород с пикритовыми и другого типа порфиритами и базальтами. С интрузивно-вулканогенной серией миоцена Японских островов связана мощная металлогения, охватывающая комплекс близповерхностных золото-серебряных, медных, медно-полиметаллических, ртутных и баритовых месторождений. Сходного типа магматические образования и ассоциирующие с ними рудопроявления известны также на Камчатке и Курильских островах, а также, как предполагается, и в пределах Восточно-Азиатского вулканогенного пояса.

Более сложным представляется южное ограничение магматической провинции мезозоид внешней зоны ТПП. С юга и юго-запада складчатые системы мезозоид примыкают к структурам иного типа, а именно: каледонид (вероятно, также байкалид) и герцинид Восточно-Монгольского и западных склонов поднятия Большого Хингана, претерпевших интенсивную тектоно-магматическую активизацию в мезозое. Восточнее дальневосточные мезозоиды упираются в северные и северо-восточные окраины Китайской платформы (Монголо-Хейлуицзянский выступ Китайской платформы), в отдельных своих частях также переработанные складчатыми движениями поздних байкалид и герцинид и активизированные в мезозое. Во всех этих зонах эффузивный геосинклинальный магматизм ранне- и среднепалеозойского времени, преимущественно подводный, широко развит. В восточномонгольских герцинидах земленокаменно-измененные эффузивы упоминаются в разрезе силурийских отложений (Васильев, Волхонин, Гришин [1959]; Бобров, 1965). С ними местами ассоциируют небольшие тела гипербазитов, приуроченных к послесилурийским складчатым движениям (муронский комплекс). Спилито-кератофировые комплексы, столь широко распространенные в геосинклинальном разрезе девона Забайкалья, здесь представлены более скудно.

Девонский вулканизм интенсивно проявлен в Хангайском нагорье, где в верхах эффузивного разреза появляются и кислые разности —

порфиры, фельзиты, ортофиры. На Большом Хингане вулканизм наиболее интенсивно проявлен в верхнем девоне. Расцвет вулканической деятельности в Восточной Монголии и на Большом Хингане связан с началом интенсивных движений в карбоне. Здесь после отложений визе в среднем, отчасти верхнем, карбоне стали преобладать интенсивные воздымания, обусловившие континентальный режим. Для этого периода характерны главным образом субаэральные вулканогенные образования кислого и среднего состава.

Для Хайларской зоны Большого Хингана, согласно исследованиям А. А. Прияткина, нижняя часть вулканогенного разреза общей мощностью 1200 *м* представлена андезитовыми, андезито-базальтовыми и авгитовыми порфиритами, а верхняя часть — риолитовыми и дацитовыми порфирами и их туфами, мощностью более 1500 *м*. Интенсивные проявления вулканизма преимущественно кислого состава известны для Восточно-Монгольского межгорного прогиба.

В пределах Забайкалья в период карбона — перми сохранялся, очевидно, более устойчивый геосинклинальный режим с преимущественно терригенным осадконакоплением. Здесь в разрезе нижнего карбона известны лишь отдельные горизонты вулканитов спилито-диабазовой формации. В перми Забайкалья вулканиты распространены только локально в окраинных частях пермского прогиба (Шилкинский район).

Если отвлечься от еще недостаточно надежно обоснованных проявлений интрузивного магматизма в связи с внутридевонской и последевонской фазами складчатости в Монголии (габбро-гранитный дарханский комплекс и гранитный урмугтейский), то важнейшая эпоха гранитоидного магматизма, повсеместно распространенная, связана с мощнейшими движениями герцинид в интервале от среднего карбона до ранней перми. На всем огромном протяжении от Байкала до побережья Японского моря в Монголии, Большом Хингане, Забайкалье, Приамурье широко представлены гранитоиды этого возраста. В Забайкалье это гранитоиды ундинского комплекса, в Монголии алтанширенский комплекс габбро, габбро-диоритов и диоритов, сопоставляемых с близкими по составу образованиями ранних фаз ундинского комплекса. Более поздние гранитоидные члены ундинского комплекса могут быть сопоставлены с ульдзагольским комплексом в герцинидах Хангай-Кентейской зоны, прорывающих эффузивы нижнепермского возраста. Крупные конкордантные массивы гранитоидов, время внедрения которых приурочено к границе среднего и верхнего карбона, изучены в Хайларской зоне Большого Хингана. Это крупные массивы (площадью более 1000 *км*) трехфазного строения: первая фаза — гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты, мангериты и кварцевые мангериты; вторая фаза — аляскиты, нормальные граниты, адамеллиты, граносиениты; третья фаза — мелкозернистые аляскиты, аплитовидные граниты.

В. А. Бобров (1963) намечает после ульдзагольского комплекса еще комагматичный ему послепермский бороудурский гранитный комплекс крупного металлогенического значения (Mo, Sn, W). Однако по ряду признаков, в том числе и по металлогенической специализации, этот комплекс скорее сходен с позднеюрским шарохадинским комплексом и соответствующими комплексами Забайкалья — харалгинским и кукульбейским.

Одним из наиболее мощных и интересных проявлений магматизма, охвативших обширные пространства северного и северо-восточного выступов Китайской платформы (Цзилин-Хейлунцзянская глыбовая зона) и сопредельных районов Приамурья в палеозое и на границе палеозоя и мезозоя, является цепь огромных массивов гранитоидов, прослеживающихся в субмеридиональном направлении от истоков рек Буреи и Зеи до Северо-Корейского блока Корейского полуострова (р. Туманган): Хингано-Буреинский, Фейшунлинский, Кентейский,

Ханкайский и др. В сущности, этот ареал почти сплошного развития разновозрастных гранитоидов, приуроченных к области протяженного и устойчивого поднятия, возникшего перед западным фронтом прогиба Сихотэ-Алинской геосинклинали. С запада эта область граничит с поясом герцинид Большого Хингана и Монголо-Охотской складчатой области. Некоторые исследователи [Нагибина, 1963] считают, что эти гранитоиды внедрились в виде огромных позднегерцинских батолитов.

Имеется и иная трактовка условий образования и генезиса гранитоидов Буреинского массива. Г. В. Ициксон [1965] обосновывает их формирование в зонах ультраметаморфизма в глубинных частях поднятий, контрастирующих с синхронно погружающимися прогибами в сопредельной Сихотэ-Алинской складчатой области. Последующие поднятия в мезозое вывели на поверхность глубинные зоны, которые предстают ныне в виде сложных полигенных образований, включающих автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные гранитоиды, содержащие блоки более древних гранитоидов и метаморфогенных (суперкрустальных) образований. К сходным выводам о природе гранитоидов Ханкайского массива пришли Ю. Н. Размахнин [1963] и на основе региональных геолого-геофизических исследований также Р. Г. Кулинич, Л. С. Толмачева, А. В. Жуковская [1967] и другие.

В то время как в Монголо-Охотской области и Сихотэ-Алинской складчатой системе в мезозое продолжалось дальнейшее развитие геосинклинальных прогибов, в сопредельных к югу зарубежных частях Китайской платформы и в Монгольской складчатой области после консолидации герцинид геосинклинальный процесс уже не возобновлялся. Мезозойские геосинклинальные прогибы «тупо» заканчиваются в южном направлении еще на территории СССР. Лишь прогибы Нада-Хада-Алинь и Туманганский, ответвляющиеся от Сихотэ-Алинской геосинклинали, вдаются в область Лаоэлинского блока и сопредельных частей Китайской платформы.

С этого времени вся огромная область Монголо-Хейлунизянского выступа Китайской платформы, ограниченная с юга Иньшаньским линеаментом (Иньшаньская широтная тектоническая система) вместе с примыкающим Корейским блоком платформы вступили в своеобразный режим блоковых (сводово-глыбовых) движений, отражающих интенсивный процесс тектоно-магматической активизации, повсеместно охвативший континентальную область восточной Азии в мезозое.

Особенности этого геотектонического режима освещены в ряде работ, в том числе и в настоящей монографии. Здесь будут рассмотрены только магматические аспекты проблемы.

Несмотря на значительные различия в геотектоническом режиме в мезозое между геосинклинальными системами, с одной стороны, и примыкающей к ним с юга области постконсолидационной и платформенной активизации, с другой — магматизм в обоих случаях имеет элементы сходства и хорошо сопоставляется как по возрасту, характеру магматических проявлений, так и по связанной с ними эндогенной металлогении. Общая особенность магматизма — преимущественно кислый гранитоидный или реже умеренно-кислый состав магматических продуктов, относительно небольшая глубинность формирования интрузий и в целом (за исключением Корейского выступа) относительно небольшой размер интрузивных массивов.

В Хангай-Кентейском блоке установлены три возрастные группы гранитоидов: предверхнеюрская, предмеловая и очень незначительно распространенная меловая [Васильев, Волхонин, Гришин, 1959]. Наиболее ранняя фаза шарахандинского комплекса Монголии (среднеюрского или позднеюрского возраста) по возрасту и составу близко сопоставляется с шахтаминским и сохондинским комплексами Забайкалья. Более поздняя, или главная по В. А. Боброву (1965), фаза шарахан-

динского комплекса может быть сопоставлена по составу и металлогенической специализации (Sn, W) с кукульбейским или харалгинским комплексами Забайкалья.

Очень своеобразна вулканогенно-интрузивная зона север-северо-восточного простирания, прослеживающаяся более чем на 1200 *км* вдоль оси поднятия Большого Хингана от Внутренней Монголии почти до Амура (депрессии Ганьхэ, Чжелиху и др.). Эта зона представляет собой цепь тектонических депрессий, выполненных средне-, верхнеюрскими и меловыми (преимущественно раннемеловыми) вулканогенными и континентальными грубокластическими породами субаэрального и субаквального происхождения общей мощностью 2500—5000 *м*.

В результате яньшаньских движений эти образования покороблены «глыбовой» складчатостью. Состав вулканитов, слагающих эти крупнейшие по масштабу излияния и пирокластические накопления, преимущественно кислый и средний, реже встречаются трахиты и трахитовые порфиры. Отдельные стадии излияний начинаются с пород среднего состава и завершаются породами кислого состава. В ассоциации с вулканитами установлены гипабиссальные и субвулканические интрузии кислого и умеренно-кислого состава, местами сопровождаемыми дайками кварцевых порфиров, ортофиров и спессартитов. М. С. Нагибина [1963] относит часть гранитоидов к верхнеюрским-донижнемеловым, а аляскитовые и гранит-порфировые разности — к посленижнемеловым.

Рассматриваемая вулканогенная зона — один из наиболее ярких примеров внутриконтинентальных вулканогенных цепей, сформированных в процессе активизации. Ее относят к тому же типу, что и Хинган-Баджальскую или Балыгичан-Сугойскую и подобные им внутриконтинентальные цепи Дальнего Востока и Северо-Востока; отличием от них является, может быть, только более значительный масштаб.

Большехинганская цепь имеет торцовое сочленение с субширотными структурами Монголо-Охотской складчатой области, как бы срезается ими и далее к северу продолжения не имеет. Далее на восток от Большого Хингана и вплоть до Корейского массива расположена обширная примыкающая к Буреинскому и Хинкайскому массиву область называемая блоковой зоной Цзи-Хэй (Цзилин-Хейлунцзян).

Несмотря на специфические особенности своей домезозойской предыстории, она имеет по характеру постконсолидационного магматизма много сходных черт с Большим Хинганом и сопредельной территорией Приамурья. Мезозойский магматизм зоны Цзи-Хэй по времени также совпадает с формированием наложенных впадин, нередко в той или иной мере угленосных и выполненных вулканогенными образованиями. Интрузии в ряде случаев контролируются системами разломов субширотного и северо-восточного направлений, приуроченными к бортам депрессий. Они также относятся преимущественно к кислым и умеренно-кислым гипабиссальным интрузиям. Очень типичны цепочки малых интрузий габброидов и гипербазитов, трассирующие разрывные дислокации.

В Гиринской провинции с одним из подобных массивов гиперстеновых габброидов ассоциирует медно-никелевая сульфидная минерализация.

К юго-востоку от зоны Цзи-Хэй и к югу от Сихотэ-Алинской складчатой области, отделяясь от них зоной пересекающихся глубинных разломов Иньшаньской системы и менее крупной северо-восточной Даванчин-Хезской системы, расположена активизированная область восточной части Китайской платформы. Кроме крайней северо-восточной части Корейского выступа (Тумангайский прогиб), связанной в своем развитии со складчатой областью Сихотэ-Алиня, остальная часть этого региона завершила свое геосинклинально-складчатое раз-

витие в конце нижнего протерозоя и отчасти может быть в верхнем протерозое. Во всей последующей истории своего геологического развития — это платформа, распад и активизация которой началась в среднем триасе, синхронно с орогенезом Акиёси на Японским островах.

Если не касаться интрузивных комплексов своеобразной геосинклинальной стадии развития фундамента платформы, то во всей последующей истории развития можно выделить несколько крупных стадий магматизма: 1) верхнепермско-триасовый комплекс; 2) хесанский и пхенганский, триасовые; 3) такчхонский, позднеюрский; 4) амнокканский, позднемеловой; 5) пектусанский (трахибазальтовый) кайнозойский, главным образом плиоценовый и антропогеновый.

Породы верхнепермско-триасового комплекса развиты исключительно в пределах Туманганского прогиба Сихотэ-Алинской складчатой системы. Они сложены гранодиоритами, реже диоритами и порфиритами и сопоставляются с позднепермскими гранитоидами (абс. возраст 210 млн. лет) *, установленными М. Г. Руб и Б. И. Васильевым на о-ве Русском, Хасанском районе и других частях Южного Приморья (седанкинский комплекс). Проявления триасового (среднетриасового) магматизма локализуются преимущественно в участках максимального прогибания платформы (Хесан-Ивонский, Пхеннамский предположительно Окчхокский прогибы). К хесанскому комплексу (абс. возраст 180—210 млн. лет) относятся относительно некрупные интрузии преимущественно диорит-гранодиоритового состава, значительно реже это лейкократовые граниты, сиениты и щелочные сиениты (щелочные эгирин-авгитовые сиениты).

Исключительно интересным является, видимо, близкий по возрасту пхёнганский комплекс щелочного состава (абс. возраст 217 млн. лет), сложенный нефелиновыми и содалит-нефелиновыми сиенитами, арфедсонитовыми щелочными сиенитами, местами с гастингситом и эвдиалитом, эгириновыми щелочными нефелиновыми сиенитами, альбититами. Как отмечают В. Л. Масайтис и Н. А. Созинов [Геология Кореи, 1964], в становлении этого комплекса значительную роль играли процессы метасоматоза. Интрузии (обычно некрупные) относятся к трещинному типу и контролируются крупной зоной разлома северо-восточного простирания.

Пхёнганский комплекс по составу и характеру ассоциирующей минерализации очень сходен с кокшаровским щелочным комплексом Сихотэ-Алиня. Возраст этого комплекса недостаточно ясен. По данным абсолютного возраста он как будто значительно моложе (135—145 млн. лет) и относится к юре. Тем не менее формационная близость пхёнганского и кокшаровского комплексов не вызывает сомнений.

Танчхонский комплекс (абс. возраст 136—164 млн. лет) наиболее распространен. Это в главной своей части крупные интрузии площадью до 1900 *км*^{2}. Первая фаза комплекса, количественно резко подчиненная — перидотиты, норито-пироксениты, меланократовое габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты. Вторая фаза, наиболее распространенная, представлена биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Третья фаза, ограниченного распространения,— это мелкозернистые граниты.

С гранитоидами второй фазы связана молибденовая, вольфрамовая и в меньшей мере оловянная минерализация. Как видно из данной характеристики, танчхонский комплекс по составу является близким аналогом раннемеловой хунгарийской серии Сихотэ-Алиня. Э. П. Изох (1955) обосновывает наличие широко распространенного особого формационного гипербазит-габбро-гранитного ряда, завершаемого формацией высокоглиноземистых гранитов. Очевидно, что как хунгарийская

* Здесь и ниже определения абсолютного возраста по калий-аргоновому методу.

«серия», так и танчхонский комплекс являются типичными представителями этого ряда, широко распространенного не только в материковой Азии, но и, как уже указывалось, в зоне юго-западных Японских островов.

Амнокканский позднемеловой (додатский) комплекс представлен гипабиссальными некрупными интрузиями, размещение которых контролируется разломами фундамента. Характерна пространственная сопряженность интрузивов с полями позднемеловых эффузивов.

Амнокканский комплекс также сложный, состоит из трех фаз: более ранней — габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры; средней фазы — биотитовые и лейкократовые граниты, гранит-порфиры; поздней фазы — щелочные граниты, граносиениты и сиениты. В отдельную фазу должна быть выделена пестрая ассоциация дайковых пород — кварцевых порфиров, лампрофиров и кварцево-полевошпатовых порфиров. С интрузиями амнокканского комплекса связана медная минерализация контактово-метасоматического типа и полиметаллическая жильного типа.

Всесторонних аналогов в Приморье этот комплекс не имеет. Определенные черты сходства все же можно усмотреть с бачелазским и мяо-чанским комплексами,— характеризующими стадию консолидации Сихотэ-Алинской складчатой области.

В последующей истории развития корейского блока Сино-Корейской платформы вулканическая деятельность неоднократно проявлялась в датское и датско-палеоценовое время (андезито-липаритовая формация синхронная и близкая по характеру образованиям Сихотэ-Алинского звена Восточно-Азиатского вулканогенного пояса), в олигоцене и миоцене (базальты, трахибазальты, анальцимовые базальты, андезиты, щелочные трахиты). Интенсивный базальтовый и в особенности трахибазальтовый магматизм преимущественно в форме наземного вулканизма был проявлен в плиоцене и антропогене (базальты, трахибазальты, комендиты, щелочные трахиты, трахиты, щелочные риолиты). С ними ассоциируют субвулканические интрузии трахидолеритов, щелочных габбро, лимбургитов.

Корейская трахибазальтовая провинция в общем синхронна и близка по характеру Уссурийско-Приморской и Хингано-Баджальской [Гапеева, 1954]. Однако в последних количественная роль щелочных разностей, хотя они и представлены разнообразно, неизмеримо более ограничена.

Сопоставляя в целом магматизм мезозойских складчатых областей внешней зоны и синхронный магматизм примыкающей с юга Китайской (Китайско-Корейской) платформы, точнее северного ее Монголо-Хейлунцзянского выступа и Корейского блока, можно сделать определенный вывод: несмотря на принципиальные различия в истории геологического развития этих двух разнородных геотектонических элементов в мезозое, характер магматических проявлений, их состав, последовательность фаций и формы внедрения очень близки друг другу. Отличается лишь отчасти магматизм Корейского блока, обнаруживающий по сравнению с Сихотэ-Алинской провинцией, по-видимому, некоторую повышенную общую щелочность. Кроме того, это касается и Монголо-Хейлунцдзянского выступа — магматические комплексы платформы несколько древнее (примерно на период или полпериода) соответствующих аналогов в складчатых областях мезозоид. Сходный тип магматизма в сопоставляемых разнородных геотектонических элементах, по-видимому, обусловлен близостью или общностью условий становления и локализации магматических тел. Действительно, заложение поясов мезозоид восточноазиатского типа [Ициксон, 1964] и яншанид севера Китайской платформы произошло за счет раздробления единого катазиатского материка вблизи его причленения к палеотихоокеанской

впадине. Этот катазиатский фундамент был гетерогенным и включал либо изначально платформенные, либо консолидированные к этому времени более древние складчатые сооружения, но в обоих случаях развитие магматизма происходило на основе мощной сиалической коры континентального типа.

Таким образом, можно говорить об общности или сходстве глубинной структуры в период магмообразования или о сходной обстановке на глубинах зарождения магм. Можно также предполагать и сходство или близость в обоих случаях и геотектонических (соответственно и физико-химических) условий в пространстве, где осуществлялись движение и локализация (кристаллизации) магматического расплава. Как было показано, формирование главной части интрузий в восточноазиатских мезозоидах связано с позднеинверсионными и в особенности с послеорогенными стадиями развития складчатых областей, а также с периодом постконсолидационной активизации. Синхронные (в широком понимании) магматические образования Китайской платформы возникли в условиях ее активизации или постконсолидационной активизации герцинид в пределах Монголо-Хейлунцзянского выступа.

Таким образом, во всех случаях становление интрузий происходило в сходных условиях консолидированных структур в обстановке растяжения и раскрытия систем разломов, при высокой степени проницаемости структур. Это предоставило возможность магме достигнуть относительно высоких уровней и кристаллизоваться в гипабиссальных и близповерхностных условиях или в некоторых случаях достигнуть поверхности, дав начало покровным или экструзивным образованиям.

Именно эти две особенности, в наиболее сильной степени отразившиеся на геологических, петрографических и петрохимических особенностях магматических комплексов, определили многие единообразные черты магматизма на всей территории мезозоид континентального блока Азии.

Таким образом, анализируя материал по обширной территории внешней зоны ТПП, мы видим как бы «автономный» или наложенный характер магматизма, проявляющегося в значительной мере независимо от геологической предыстории той или иной тектонической области. На эту особенность, независимо от авторов данной глины [Ициксон, 1964], обратил внимание Б. А. Петрушевский [1964] при анализе тектоники Восточной Азии.

ГЛАВА VI

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТПП

Самые ранние магматические образования проявились главным образом в пределах граничащей с ТПП окраины Сибирской платформы и ее протерозойского обрамления (Алданский щит, Селенгино-Яблоновая и Становая складчатые области), а также в пределах срединных массивов (Колымского, Омолонского, Аргунского, Буреинского, Ханкайского).

Первые проявления архейского магматизма Алдана относятся к периоду развития, который может быть назван протогеосинклинальным. Он охарактеризовался многократными излияниями лав основного состава и внедрением даек такого же (частью ультраосновного) состава. В этом есть некоторое сходство с постархейскими геосинклинальными системами, которое однако в дальнейшем развитии магматизма архея почти исчезает. Так, в археидах полностью отсутствуют аналоги геосинклинальных формаций поздних стадий и вулканогенные образования кислого состава.

Архейский магматизм завершается формированием гранитоидов разнообразных генетических групп. Неразрывно связанные с ультраметаморфизмом архейские автохтонные гранитоиды обнаруживают зависимость петрографического состава от состава вмещающих пород. Это приводит к появлению таких специфических для архея гранитов и плагиогранитов, как чарнокитовые, гранатовые, гранат-кордиеритовые и диопсидовые.

Важнейшей особенностью магматизма этого периода геологической истории является тесная его связь с ультраметаморфизмом, давшим палингенные расплавы. Процессы ультраметаморфизма и интрузивного магматизма в архее столь тесно сопряжены генетически, что во многих случаях по конечным продуктам их разделить невозможно.

Во всех других выступах кристаллического фундамента (Колымский, Омолонский, Охотский, Ханкайский массивы, Селенгино-Яблоновая, Становая складчатые области) наличие архейских магматических образований не может считаться окончательно установленным и многими оспаривается.

Более достоверно установлены проявления ранне-среднепротерозойского магматизма. Породы этого широкого возрастного диапазона, датированные с различной степенью достоверности, известны в пределах всех древних складчатых систем, примыкающих к ТПП и в отдельных выступах древних массивов.

Самые ранние проявления протерозойского магматизма фиксированы в геосинклинальную стадию излияниями эффузивов основного состава, превращенных позднейшим метаморфизмом в ортосланцы и гнейсы. С этими эффузивами пространственно и генетически связаны небольшие тела основных и ультраосновных интрузий, прослеживающихся полосами вдоль древних глубинных разломов.

Возможно, что к началу инверсионного этапа относится образование анортозитов, известных в Становой области и частично в пограничных с нею зонах Алданского щита.

С главными инверсионными стадиями развития складчатых областей протерозоид большинство авторов связывает интенсивный гранитоидный магматизм (например, древнестановой комплекс плагиогранитов, гранодиоритов и гранитов), важнейшей генетической особенностью которого служит автохтонность. Для интрузивных образований более позднего инверсионного этапа характерны локализация процессов гранитизации в зонах тектонических нарушений, меньшая их глубинность, а также появление аллохтонных, т. е. уже магматических, гранитов.

В среднем протерозое в постинверсионный период местами (Становая область) произошли излияния основной магмы, а также внедрения мелких тел базитов и ультрабазитов, а затем — гранитоидов и сиенитов.

Широко и разнообразно проявился позднепротерозойско-раннепалеозойский магматизм. Среди образований этого возраста известны магматические проявления геосинклинальных структур и платформенных образований стадии активизации (Алданский щит с частью прилегающих территорий).

В позднем протерозое (раннебайкальская фаза) магматическая деятельность развивалась главным образом за пределами рассматриваемой территории (Байкальская горная область, северо-восточная часть Китайской платформы, северо-восточная окраина Сибирской платформы).

Позднебайкальские движения сопровождались разломами и магматизмом не только в пределах соответствующих складчатых областей, но и в соседних древних щитах (Алданском), а также в массивах (Омолонском). В составе интрузивных пород преобладают граносиениты, сиениты и монцониты, а местами существенная роль принадлежит гранитам.

Раннекембрийский геосинклинальный вулканизм проявился в Селенгино-Яблоновой зоне излияниями лав, давших породы спилито-диабазовой формации. Несколько позднее произошли габбровые интрузии, и к концу замыкания геосинклинали внедрились породы более кислого состава — диориты, кварцевые диориты, плагиограниты. В инверсионный или постинверсионный период внедрились крупные массивы гранитов. В Верхнем Приамурье, Буреинском и Ханкайском массивах среди пород раннепалеозойского возраста распространены породы дунит-гарцбургитовой и габбро-плагиогранитовой формации, которые также завершились внедрением крупных гранитных интрузий.

В среднем палеозое на всей территории северо-западной части ТПП и некоторых смежных структур шли процессы осадконакопления. Довольно оживленная магматическая деятельность этого времени представлена эффузивными породами преимущественно среднего, реже основного и кислого состава. Интрузивная деятельность этого периода была, наоборот, очень ограниченной. В Верхояно-Колымской области и смежном Сетте-Дабанском перикратонном прогибе интрузивный магматизм среднего палеозоя проявился по окраинам. При этом в хребтах Сетте-Дабан, Тас-Хаяхтах, цепи Палеозойской происходили внедрения пластовых интрузий и даек основного состава, а в пределах Колымского и Омолонского массивов — гранитоидов. Однако среднепалеозойский возраст этих гранитоидов не является строго доказанным и может оказаться позднекарбоновым. В зонах поднятий интрузивная деятельность среднепалеозойского возраста имела ограниченное распространение. По составу интрузий в это время преобладают основные породы и умеренно кислые гранитоиды (Верхнее Приамурье). Граниты

широко распространены только в Южном Приморье, однако их среднепалеозойский возраст не может считаться вполне доказанным.

В позднем палеозое наблюдалось новое оживление интрузивной деятельности, но в сравнении с ранним палеозоем область ее проявления сузилась.

Интрузии позднепалеозойского возраста известны в Забайкалье, а также в Западном Приохотье, где их позднепалеозойский возраст обоснован слабо. Широкое распространение позднепалеозойские интрузии получили в Буреинском (граниты) и Ханкайском (кварцевые габбро, кварцевые диориты, граниты) массивах и в Сихотэ-Алине (габбро).

Эффузивный магматизм позднего палеозоя проявился гораздо шире: в пермское время в Забайкалье и Яно-Колымской области, в позднем карбоне и перми Сихотэ-Алиня, преобладают вулканогенные образования среднего, отчасти основного и кислого состава.

С палеозойским магматизмом связана относительно небольшая часть месторождений (флюорит, редкие металлы), но среди них отдельные месторождения имеют крупные размеры, хотя главнейшее рудное богатство ТПП связано с мезозойским и частью кайнозойским магматизмом.

Прежде чем перейти к общей характеристике этого магматизма, развивавшегося в пределах внешней и внутренней части ТПП, необходимо подчеркнуть, что мезозойским магматизмом широко охвачены были и территории протерозойского обрамления Сибирской платформы, а также все срединные массивы и Алданский щит в связи с активизацией.

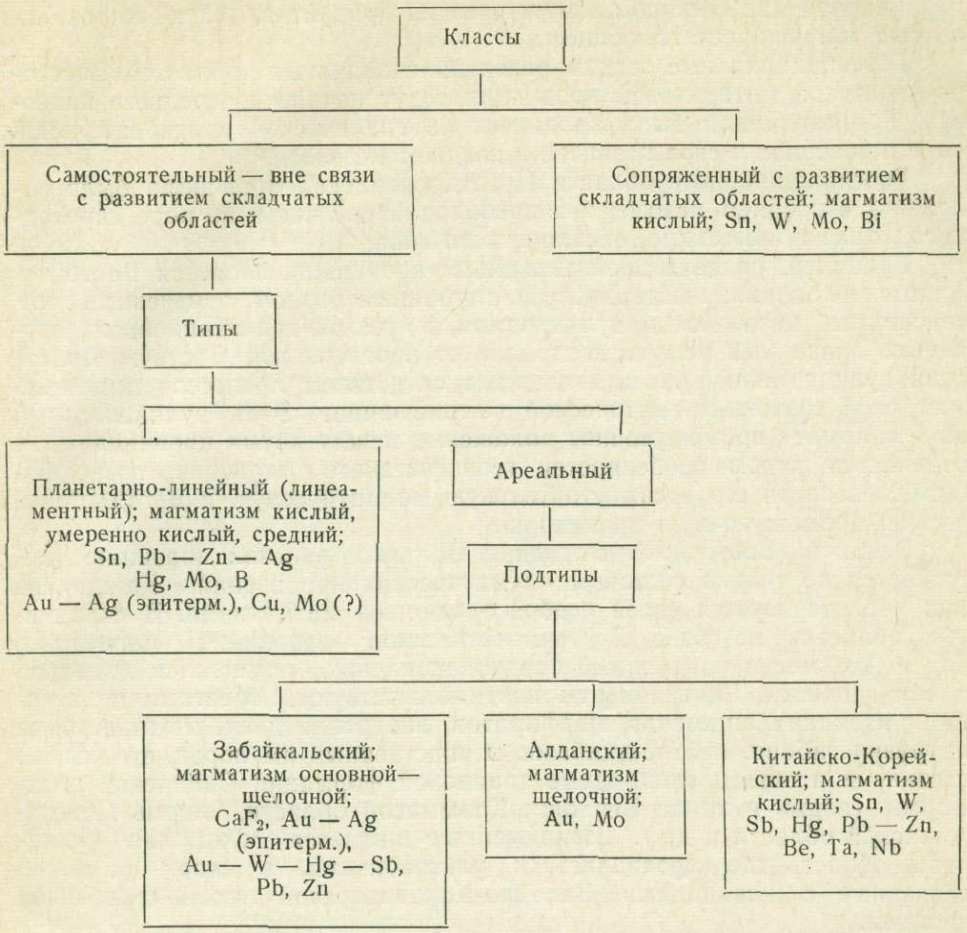
Попытка классификации этих процессов (табл. VI-1), в том числе и магматических, была предпринята М. И. Ициксоном, Н. И. Тихомировым и Е. Т. Шаталовым [1967]. Предложенная авторами схема классификации тектоно-магматической активизации предусматривает разделение процессов активизации на два класса: 1) самостоятельный, который не находится в пространственной и временной связи с движениями в сопредельных складчатых поясах, и 2) сопряженный, имеющий более локальный характер и тесную связь с тектоно-магматическими *процессами в сопредельной складчатой области.*

Класс самостоятельной активизации подразделен на два типа: планетарно-линейный и ареальный. Планетарно-линейный тип характеризует линейные цепи магматических образований, контролируемых трансрегиональными или планетарными глубинными разломами. К этому типу отнесены Восточно-Азиатский окраинно-материковый вулканогенный пояс (риолитовая линия *Тихого океана*), *а также* цепь анорогенных мезозойских интрузий хр. Станового вдоль южного обрамления Сибирской платформы (Алданского щита), охарактеризованных в соответствующих главах данной монографии. Следует лишь обратить внимание, что различие между этими двумя тектоно-магматическими образованиями, видимое в современном эрозионном срезе, может оказаться не столь уж существенным. Имеются основания предполагать, что цепь интрузий хр. Станового проектирует некогда залегавший над ней вулканогенный пояс, сходный с Восточно-Азиатским, но впоследствии почти полностью уничтоженный эрозией.

Процессы ареальной активизации обнаруживают большое разнообразие магматических проявлений и имеют весьма важное металлогеническое значение. Наиболее яркими примерами областей активизации этого типа являются: 1) Китайская параплатформа с интенсивным гранитоидным магматизмом и весьма интенсивной оловянной, вольфрамовой, сурьмяной, ртутной и другой формационно близкой им минерализацией (Китайско-Корейский подтип); 2) Алданский щит, отмеченный проявлениями мезозойского щелочного магматизма, сопровожда-

Таблица VI-1

Классы и типы тектоно-магматической активизации



емого золотой и другой минерализацией (Алданский подтип). Забайкальский подтип ареальной активизации, намеченный исследованиями Н. А. Флоренсова, А. Д. Щеглова, П. М. Хренова, Ю. В. Комарова и других, характеризуется магматическими комплексами повышенной щелочности, включающими породы семейства щелочных базальтоидов и в меньшем количестве субщелочных и щелочных сиенитов и гранитов. Они залегают в виде потоков, силлов, лакколитов, даек, тесно ассоциированных с поздними наложенными грабенообразными впадинами. С этим подтипом активизации связана флюоритовая, низкотемпературная золото-серебряная и золото-ферберито-киноварная минерализация.

Класс сопряженной активизации представлен широкой полосой интрузивного и эффузивного магматизма, лежащей вдоль Монголо-Охотской складчатой области в пределах Селенгино-Яблоновой и Становой складчатых областей, а также в срединных массивах. С этим магматизмом связана редкометальная и золоторудная минерализация.

В палеозойско-мезозойское время сформировалась крупнейшая планетарная структура Востока СССР — северо-западный фрагмент ТПП со своим сложным и разнообразным магматизмом. В пределах данной мегаструктуры М. И. Ициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов [1967] намечают две магматические провинции: 1) Притихоокеанскую, связанную с островными дугами ограничения океанической впа-

дины и окраинными морями (Беринговым, Охотским, Японским), и 2) Восточно-Азиатскую — материковую, которые коренным образом различаются как составом магматических продуктов, так и направленностью магматического процесса.

Геосинклинальные стадии развития складчатых областей Восточно-Азиатской материковой провинции ведут начало со среднего палеозоя. Геосинклинали были заложены на сиалической континентальной коре и завершили свое развитие в позднем мезозое.

Геосинклинальные области Притихоокеанской провинции были заложены в позднем мезозое и в преобладающей части на коре переходного, отчасти, возможно, океанического типа.

Границей, разделяющей указанные провинции, является Восточно-Азиатский окраинно-материковый глубинный разлом, отмеченный интенсивным мезозойским вулканизмом и резкой гравитационной ступенью. Указанный разлом контролирует протяженный Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, явившийся следствием процессов позднемезозойской тектоно-магматической активизации. Этот вулканогенный пояс занимает промежуточное положение между двумя провинциями и отличается рядом особенностей геологического строения, позволяющими выделить его в самостоятельную магматическую и металлогеническую промежуточную провинцию.

Различие Восточно-Азиатской и Притихоокеанской провинций выражается не только составом магматических проявлений. Каждая из них характеризуется своей особой эволюцией магматизма. В складчатых областях мезозоид Восточно-Азиатской провинции магматизм, более или менее синхронный осадконакоплению, развивался локально и эпизодически. Ультрабазиты почти отсутствуют. Местами происходили излияния андезитов, порфиритов, внедрение даек, межпластовые интрузии габбро, габбро-диабазов и родственных им пород, сходные по составу и в общем синхронные трапповой формации Сибирской платформы (пермь и триас Верхояно-Колымской области, пермь Сихотэ-Алинской области и др.). Исключением является Чукотская складчатая область, где проявились и ультрабазиты, в своем развитии связанные с невадидами Западно-Кордильерской геосинклинальной системы.

Магматизм средних и поздних стадий развития Восточно-Азиатской провинции является, наоборот, очень напряженным, преимущественно гранитового состава, с которым связана мощная металлогения. В период инверсии и в послеинверсионные стадии развития восточно-азиатских геосинклинальных систем господствовавшее ранее устойчивое погружение, нарушавшееся лишь колебательными движениями малой амплитуды, сменилось дифференцированными (контрастными) тектоническими движениями с общей тенденцией к воздыманию, что, как известно, всегда сопутствует резкому возрастанию магматической активности. Особенно активизировались региональные глубинные разломы вдоль ограничений срединных массивов и центральных поднятий (Колымского массива, Буреинского, Центрально-Сихотэ-Алинского поднятий и др.). Эти швы отмечены протяженными цепями батолитов (колымских, центрально-сихотэ-алинских и др.), которым сопутствует редкометальная минерализация.

В Яно-Колымской складчатой системе интрузиям гранитоидов предшествовало внедрение дайковых серий и вулканогенных пород андезит-дацитового (диоритового) состава, с которыми пространственно ассоциирована главная золотоносность Северо-Востока СССР.

В Сихотэ-Алинской складчатой системе (Фаворская и др., 1961) гранитным батолитам в некоторых особых структурах, связанных с ранней консолидацией, предшествуют интрузии гипербазитов или ультраосновных щелочных пород [Хунгарийский ультрабазитовый мас-

сив мелового возраста, Кокшаровский ультраосновно-щелочной массив юрского (?) возраста].

Общая направленность магматического процесса в позднеинверсионную стадию развития мезозоид отличается внедрением вначале средних и частью основных магм, эпизодически — ультраосновных и щелочных, а затем уже наступает главная фаза магматической деятельности, когда появляются преобладающие интрузивы батолитового типа гранитов и лейкоратовых гранитов.

Поздние стадии развития складчатых областей мезозоид характеризуются возрастающей консолидацией и дифференциацией тектонических движений. Данные движения расчленяют структуру на ряд взаимно перемещенных блоков разделенных разломами. Эти разломы трассированы цепочками гипабиссальных интрузий или центров вулканизма, кососекущих складчатую структуру или поперечных по отношению к ней (Нельгехе-Дербекинская, Балыгичан-Сугойская, Арму-Иманская и другие цепочки или зоны). В зависимости от геоструктурной позиции здесь удается наметить два магматических комплекса, представляющих две петрохимические ветви, различные по своей металлогенической специализации (М. И. Иициксон и др., 1960).

1. В центральных частях максимального прогиба складчатых областей развиваются многофазные интрузии сложного состава, колеблющегося от габбро и диоритов, внедрившихся в ранние фазы, до кварцевых монцонитов и, наконец, гранитов. Петрохимически эта ветвь пород отличается повышенным содержанием калия и пересыщением глиноземом против средних типов. Поздние кислые дифференциаты этих серий несут оловянную и частично оловополиметаллическую минерализацию малосульфидно-силикатной и силикатно-сульфидной групп (формаций). Примером служат комплексы бачелазский (арму-иманский) в Сихотэ-Алине, мяо-чанский в Приамурье, харалгинский (кукульбейский) в Забайкалье, которые являются конечными звеньями серий пород эволюционирующих от габбро-диоритов к умеренно кислым гранитоидам, объединяемым в другие комплексы.

2. В периферических частях складчатых областей и в срединных массивах синхронный магматизм этой стадии чаще всего представлен менее дифференцированными комплексами. По составу они колеблются от диоритовых порфиритов и диоритов до плагиогранитов. Это малые трещинные интрузии, залегающие в виде штоков и образующие поля даек, а также слагающие экструзивные тела. Петрохимически они резко отличаются от первой оловоносной ветви господством натрия среди щелочей, а также заметно повышенным содержанием кальция и магния. Металлогеническая специализация второй ветви — золото, молибден, полиметаллические руды, в отдельных вариантах — золото, ртуть, сурьма. Примером служит октябрьско-иорханский комплекс в Приамурье. Исключением является Забайкалье, где интрузии этого типа многофазны и дифференцированы вплоть до появления кислых гранитов в некоторых поздних фазах (амуджиканский комплекс). При этом металлогеническая их специализация сходна со специализацией иорханского комплекса: молибден, золото. В юго-восточной части Забайкалья (Аргунский массив) распространены дайковые поля, принадлежность которых к определенному комплексу не вполне ясна, но это действительно слабо дифференцированный комплекс, представленный в основном гранодиорит-порфирами и лампрофирами. Металлогеническая его специализация — свинец, цинк. Ранее эти дайковые образования именовали нерчинско-заводским комплексом, но теперь некоторыми это оспаривается и их присоединяют одни к шахтаминскому, другие с большим основанием к сретенскому комплексу.

На концевых частях интрузивных цепочек, сложенных породами этой второй ветви, наиболее глубоко вдающихся в раму складчатой об-

ласти или срединные массивы, формируются дайки субщелочных пород — грорудитов, сельвсбергитов, с которыми ассоциирует редкометальная минерализация (Буреинский массив).

Принципиально иной была направленность развития геосинклинально-складчатых поясов альпид Притихоокеанской провинции (Корякско-Камчатская складчатая система, Курилы, Сахалин). Начальные и ранние стадии их развития (поздний мел) характеризуются высокой активностью и дифференцированностью тектонических движений. Начальный магматизм проявлен весьма интенсивно с образованием подводной вулканогенной спилито-диабазовой формации, а также интрузивных формаций: ультрабазитовой и ультрабазито-габбровой [Богидаева, Матвеенко, 1960; Власов, Василевский, 1963]. Именно с этими стадиями связано формирование протяженного Западно-Тихоокеанского ультрабазитового пояса, прослеживающегося от островов Палау, через Филиппины и Японские острова на Камчатку и Анадырь, общей длиной многие тысячи километров.

Дальнейшее развитие геосинклинально-складчатых областей Притихоокеанской провинции характеризуется относительно слабым проявлением интрузивного магматизма и образованием некрупных диорит-гранодиоритовых и отчасти габбро-сиенитовых интрузий, по-видимому, дифференциатов базальтовых магм.

С конца олигоцена и в течение всего неогена (в особенности в миоцене) происходило формирование эффузивных и субвулканических образований щелочно-известковой серии пород (базальт-андезит) и в очень ограниченной степени — наземной, липаритовой формации. В плиоцен-четвертичное время произошло становление Камчатско-Курильской вулканической дуги, являющейся звеном так называемой андезитовой линии Тихого океана. Совместно с синхронно развивающейся системой глубоководных швов данная линия рассматривается некоторыми исследователями как предтеча новой, только что зарождающейся геосинклинали, приуроченной к обрамлению Тихоокеанской впадины.

Таким образом, видно, что интенсивность магматизма в складчатых областях Восточно-Азиатской провинции как бы нарастает по мере их геологического развития, достигая максимума в интервале от инверсионной (позднеинверсионной) стадии до стадии консолидации. Области Притихоокеанской провинции имеют противоположную тенденцию, при которой наиболее напряженный магматизм связан со стадиями их геосинклинального прогибания.

Проведенным анализом обнаружено, что Восточно-Азиатская провинция, с одной стороны, а Притихоокеанская, с другой — представляют два принципиально различных типа и два глубинных уровня развития тектонических процессов, магматизма и металлогении, обусловленные различным характером развития их тектоносферы (коры и верхней мантии) в пределах единой общей мегаструктуры Тихоокеанского пояса [Ициксон, 1964].

Имеется и иное представление, развиваемое В. В. Белоусовым, Е. М. Рудичем, Г. М. Власовым и другими, о том, что две сравниваемые провинции отображают последовательные стадии развития Притихоокеанской области. При этом предполагается, что в дальнейшем Охотско-Ниппонская геосинклиналь вступит в фазу, отвечающую типу развития приконтинентальных геосинклиналей восточно-азиатского типа.

По особенностям магматизма, первоисточники которого связаны с относительно неглубокими зонами и имеют исходный материал ультраметаморфического происхождения, Восточно-Азиатская провинция должна быть обозначена как возрожденная, где глубинные процессы тесно переплетаются с развитием коры и ее гранито-осадочной оболоч-

ки. По преобладающему составу магматических продуктов ее следует отнести к провинциям сиалического (риолитового) профиля.

Притихоокеанскую провинцию по характеру магматизма, имеющего весьма глубинные источники (основание коры и верхнюю мантию), можно назвать провинцией глубинного магматизма в основном симатического (андезито-базальтового) профиля.

Промежуточная провинция Восточно-Азиатского вулканогенного пояса (риолитовая линия Тихого океана), разделяющая указанные провинции, развивалась в области резкого сочленения мощной континентальной коры с корой промежуточного типа. Магматизм ее преимущественно эффузивный и близповерхностный (реже гипабиссальный), а по составу магматических продуктов имеет четко выраженный андезито-риолитовый профиль.

Каждая из провинций характеризуется своей металлогенической и геохимической ассоциацией, в общем виде намеченной С. С. Смирновым. Первая «станнофильная» ассоциация связана с континентальной сиалической корой, имеющей толщину 35—40 *км*, а вторая «купрофильная», связана с корой, обладающей мощностью 30—35 *км*. Восточно-Азиатская провинция характеризуется золото-оловянной, а Притихоокеанская — серебро-медной минерализацией. Металлоносность Восточно-Азиатского вулканогенного пояса в соответствии со своеобразием его глубинного строения в переходной зоне имеет специфический промежуточный характер. Наряду с олово-полиметаллической минерализацией, свойственной провинциям восточно-азиатского типа, здесь следует ожидать концентраций группы элементов, присущих Притихоокеанской провинции, таких как медь, молибден, ртуть, эпитермальные месторождения золота и серебра и комплекс минерального сырья, связанный с формацией вторичных кварцитов.

ЛИТЕРАТУРА

Апельцин Ф. Р. Малые интрузии и генезис золотого оруденения.— В кн.: *Закономерности рамещ. полез. ископ., т. 2.* М., 1959.

Апрелков С. Е., Марченко А. Р., Шеймович В. С. Некоторые петрохимические особенности четвертичного вулканизма Камчатки.— В кн.: Петрохим. особен. *молодого вулканизма.* М., 1963.

Афанасьев Г. Л. Петрографическое описание Приамурской части Малого Хингана.— Тр. ДВФ АН СССР, сер. геол., т. 1, 1939.

Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., 1963.

Баскина В. А. Магматизм Тетюхинского района. М., 1965.

Батти М. Х. Щелочной метасоматоз и петрология некоторых кератофиров.— В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., 1963.

Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры.— В кн.: Активизация зоны земной коры новейш. тектонич. движений и сейсмичности. М., 1964.

Белый В. Ф., Ефимова А. Ф., Паракецев К. В. Нижний мел северо-восточной части Охотско-Чукотского вулканического пояса.— «Советская геология», 1965, № 10.

Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья.— В кн.: Геол. и полез. ископ., вып. 1, 1956. (Матер. ВСЕГЕИ.)

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.

Билибин Ю. А. Оливиновые и щелочные базальты Анюйско-Омолонского района.— Избр. тр., т. 1. М., 1958.

Бобров В. А. Особенности металлогенического развития Восточной Монголии.— В кн.: Вопросы металлогении. Тр. МГК, XXII сес., докл. сов. геол. М., 1965.

Богидаева М. В., Матвеенко В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР).— Тр. ВНИИ-1, вып. 59, 1960.

Быковская Е. В. Петрохимические особенности мезозойских и кайнозойских вулканических пород восточного склона Южного Сихотэ-Алиня.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1960, ч. 39, вып. 2.

Быковская Е. В. К вопросу выделения прибрежной полосы развития вулканических пород Сихотэ-Алиня в самостоятельную структурную зону.— Тр. ВСЕГЕИ, т. 73, 1962.

Быковская Е. В. Особенности прошлых и новейших вулканогенных формаций Дальнего Востока СССР.— В кн.: Вулкан. и вулкано-плутон. формации, т. 2. М., 1966.

Быковская Е. В., Ротман В. К. Закономерности мезокайнозойского вулканизма Дальнего Востока СССР.— Тр. МГК, XXII сес., докл. сов. геол., пробл. 16. М., 1964.

Вакар В. А. Геологическое строение Северо-Восточного Приколымья.— Тр. ВАИ, т. 90. Л., 1937.

Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., 1959.

Васьковский А. П. Четвертичный вулкан Балаган-Тас в верховьях р. Момы.— Тр. Лаб. вулканологии и Камчат. вулканолог. станции, вып. 6. М.—Л., 1949.

Ващилов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании современных структур (по геофизическим данным).— «Советская геология», 1963. № 4.

Вилли П. Дж., Таттл О. Ф. Плавление в земной коре. М., 1963. (Тр. МГК, XXI сес., вып. 2.)

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. М., 1955.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7.

Вихерт А. В. Верхнедевонские вулканогенные породы северной оконечности хребта Сетта-Дабан и триасовые диабазы западного склона Западного Верхоянья.— В кн.: Матер. по геол. полез. ископ. ЯАССР. Тр. Якут. фил. СО АН СССР, сер. геол., сб. 4, 1959.

Власов Г. М. История кайнозойского вулканизма тихоокеанских окраин СССР.— Тр. Междунар. геол. конгр., XX сес. М., 1956.

Власов Г. М. Магматическая деятельность на территории тихоокеанских окраин СССР (Камчатка, Курильские острова, Сахалин).— В кн.: Геол. строение СССР. М., 1958.

Власов Г. М. Общие черты геологического строения Камчатки и задачи дальнейших научно-исследовательских работ.— В кн.: Сырьевые ресурсы Камчат. обл. М., 1961.

Власов Г. М. Типы вулканических зон Тихого океана.— В кн.: Вулкан. и вулкано-плутон. формации. М., 1966.

Власов Г. М., Василевский М. М. Металлогенические особенности Курило-Камчатской дуги.— В кн.: Геол. и металлогения совет. сектора Тихоокеан. рудного пояса. М., 1963.

Влодавец В. И. Ключевская группа вулканов.— Тр. лабор. вулканологии СССР, 1940, вып. 1.

Влодавец В. И., Пийп Б. И. Каталог действующих вулканов Камчатки. Бюл. вулканол. строения, 1957, № 25.

Гавриков С. И. Проявления колебательных движений земной коры в пермское, триасовое и юрское время в верховьях р. Индигирки.— В кн.: Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 12. Магадан, 1958.

Гапеева Г. М. Щелочная магматическая провинция Приморья.— ДАН СССР, 1954, т. 94, № 3.

Гельман М. Л. Верхнеюрский вулканизм Северо-Востока Азии.— В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, 1959.

Гельман М. Л. Фации глубинности и фазы становления гранитоидного комплекса Анюйской зоны.— ДАН СССР, 1963, т. 149, № 6.

Гельман М. Л. Позднемезозойские малые интрузии западной Чукотки.— В кн.: Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.

Гельман М. Л., Белый В. Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов северо-западной Чукотки.— Тр. лабор. вулканологии АН СССР, 1963, вып. 25.

Глубинное строение Авачинской группы вулканов.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964. Авт. Г. С. Штейнберг, С. Т. Балеста, М. И. Зубин и др.

Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья.— Тр. Якут. фил. СО АН СССР, сер. геол., сб. 5, 1961. Авт.: А. В. Вихерт, В. Ф. Возин, Ю. П. Ивенсон и др.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (отв. редактор Л. И. Красный). М., 1966.

Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья.— Тр. НИИГА, т. 148. Л., 1965. Авт.: Б. Х. Егиазаров, О. П. Дундо, Л. И. Аникеева и др.

Геология Кореи. Под ред. В. Л. Масайтиса. М., 1964.

Генетические черты Малохинганского оловоносного района.— «Советская геология», 1947, № 14—15. Авт. М. И.Ициксон, А. П. Прокофьев, В. З. Шейн, Г. В. Тимофеевская.

Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4.

Горшков Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов.— Тр. МГК, XXI сес., докл. сов. геол., пробл. 13, М., 1960.

Грачева О. С. Интрузии оловоносных гранитоидов бассейна среднего течения Колымы.— Бюл. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1960, № 2.

Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Геологическое положение, петрографические и генетические особенности мезозойских гранитоидов Забайкалья и связь с ними редкометального оруденения.— В кн.: Вопросы геол. Азии, т. 2. М., 1955.

Гузиев И. С. Щелочная петрографическая провинция Западной Камчатки (Тигильский район).— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964.

Дитмар В. Г. Геологическое строение северной части Чукотского округа.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Чукотского округа, вып. 2, северная часть. Л., 1938. (Тр. Аркт. ин-та, т. 95).

Довгаль Ю. М. Офиолитовые формации Алучинского поднятия.— В кн.: Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.

Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн.: Геол. строение Северо-Вост. Кореи и Юга Приморья. М., 1966. Авт.: А. А. Маракушев, Ким Хак Дзе, Ким Хен Со, М. А. Мишкин.

Еловских В. В. Геология и полезные ископаемые Дербене-Нельчехинской рудной зоны. Тр. Якут. фил. СО АН СССР, сб. 3, 1959.

Еременко Г. К., Макухина И. П. Новые данные о щелочном магматизме Сихотэ-Алиня.— Информ. сб. Примор. геол. управл., Владивосток, 1962, № 3.

Житецкий В. Я., Радзивилл В. Я. К стратиграфии палеозоя бассейна р. Орловки, правого притока р. Большого Анюя.— В кн.: Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964.

Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки.— Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1955, вып. 10.

Загрузина И. А. Позднемезозойские гранитоиды побережья Чаунской губы (Западная Чукотка).— В кн.: Позднемезоз. гранитоиды Чукотки. Магадан, 1965. (Тр. СКВНИИ СО АН СССР, вып. 12.)

Залишак Б. Л., Толак А. А. Некоторые данные о закономерностях пространственного размещения формаций щелочных пород Дальнего Востока и типы минерализации, связанные с ними.— Информ. сб. Примор. геол. управл. 1962, № 3.

Затоновский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги.— В кн.: Океанолог. исслед., № 3. М., 1961.

Золотов М. Г. Связь золотого оруденения с магматическими породами среднего состава мезозойских и кайнозойских вулканических зон материковой части Дальнего Востока.— «Советская геология», 1965, № 7.

Иванов В. В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР.— В кн.: Вопросы формир. и распростр. минер. вод СССР. М., 1959.

Ивенсен Ю. П. Геология и полезные ископаемые северо-восточных районов Якутской АССР. М., 1959.

Изох Э. П. Происхождение и металлогеническая специализация щелочноземельных серий интрузий (на примере районов Дальнего Востока).— «Геология и геофизика», 1962, № 8.

Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, 1965.

Интрузивные комплексы Забайкалья. М., 1964. Авт.: Н. И. Тихомиров, Л. А. Козубова, И. Н. Тихомиров и др.

Ициксон М. И. Петрохимические особенности и металлогеническая специализация интрузивных комплексов (на примере Дальнего Востока).— Бюл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2.

Ициксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР.— «Советская геология», 1964, № 1.

Ициксон Г. В. Эволюция форм связи оловянного оруденения с магматизмом в процессе развития позднемезозойского вулканогенного комплекса Малого Хингана.— В кн.: Рудоносность вулканолог. формаций. М., 1965.

Ициксон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962.

Ициксон Г. В., Лови Б. И. Структурное районирование, история геологического развития и магматизм Малого Хингана.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 55, 1961.

Ициксон Г. В., Лови Б. И., Чеботарев М. В. История геологического развития и магматизм Малого Хингана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 55, 1961.

Ициксон М. И., Музылев С. А. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее (опыт палеотектонической реконструкции).— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 85, 1963.

Ициксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Закономерн. размещ. полез. ископ., т. 8. М., 1967.

Ичетовкин Н. В. К петрографии Верхне-Аллахского монцонит-порфирового субвулкана (Южное Верхоянье).— Тр. Якут. фил. СО АН СССР, сб. 11, 1962.

Келль Н. Г. Карта вулканов Камчатки. Л., 1928.

Кинг Ф. Б. Тектоническая карта Северной Америки.— В кн.: Тектон. карты континентов. М., 1967.

Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Львов, 1956.

Конради С. А., Келль Н. Г. Отчет о деятельности геологического отдела Камчатской экспедиции.— Изв. географ. о-ва, 1925, т. 57.

Котляр С. Г. О трех типах гранитоидных интрузий в бассейне среднего течения р. Индигирки.— «Советская геология», 1957, № 9.

Красный Л. И. Типы подвижных областей Востока СССР.— Тез. докл. на совещ. по проблемам тектоники (1—6 февр.). М., 1963.

Крашенинников С. П. Описание Земли Камчатки. М., 1948.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964.

Кузьмин М. И., Антипин В. С. Поведение рубидия и лития при становлении Соктуйского гранитного массива (Восточное Забайкалье).— В кн.: Вопросы геохим. изверж. горных пород и рудных м-ний Вост. Сибири. М., 1965.

Кулинич Р. Г., Толмачева Л. С., Жуковская А. В. Элементы тектоники Ханкайского массива и его обрамления по геофизическим данным.— «Геология и геофизика», 1967, № 1.

Левашов К. К. Магматизм Южного Верхоянья.— Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники. М., 1962.

Левашов К. К. Магматизм Южного Верхоянья.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. (Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве). М., 1964.

Лесняк Р. В. Возраст и фазы юрского магматизма Шилка-Аргунского междуречья.— Зап. Забайк. отд. географ. о-ва СССР, 1963, вып. 21.

Лесняк Р. В., Семенов В. Н. К вопросу о возрасте шахтаминского интрузивного комплекса.— Зап. Забайк. отд. географ. о-ва СССР, 1963, вып. 21, № 2.

Лесняк Р. В., Семенов В. И. Материалы по абсолютному возрасту горных пород Читинской обл.— В кн.: Матер. по геол. и полез. ископ. Читин. обл., вып. 1. М., 1965.

Ли Дзе Ха. Серия Йончжин.— В кн.: Геология Кореи, М., 1964.

Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлогении Чукотки. М., 1962.

Лугов С. Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М., 1965.

Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР, сер. 1, регион. петрография, вып. 12. 1950.

Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности.— Тр. Ин-та геол. рудных м-ний, петрография, минералогия и геохимия, вып. 45. 1961. Авт.: М. А. Фаворская, М. Г. Руб, В. А. Кигай и др.

Маренина Т. Ю. Петрохимические особенности лав Ичинского вулкана на Камчатке.— В кн.: Петрохим. особенности молодого вулканизма. М., 1963.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Структуры «дива» Восточной Азии.— В кн.: Строение и разв. земной коры. М., 1964.

Матвеенко В. Т. Краткая характеристика осадочных и вулканогенных формаций Северо-Востока. Магадан, 1960.

Матвеенко В. Т. Доклад об эндогенной металлогении Северо-Востока СССР, обобщающий печатные работы.— Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1961.

Матвеенко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн.: Закономерн. размещ. полез. ископ. М., 1958.

Милов А. П., Иванов В. С. Позднемезозойские гранитоиды Центральной Чукотки.— В кн.: Позднемезоз. гранитоиды Чукотки. Магадан, 1965. (Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 12.)

Михайлов А. Ф. Третичные эффузивы восточного побережья Пенжинской губы. В кн.: Тр. межведомств. совещ. по разраб. унифиц. стратиграф. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1957.

Михайлов А. Ф. Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации северной части Корякско-Камчатской складчатой области.— В кн.: Магматизм и связь с ним полез. ископ. Тр. 2 Всесоюз. петрограф. совещ. М., 1960.

Михайлов А. Ф. Геолого-петрологическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа.— В кн.: Петрограф. сб., № 4. 1962. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 73.)

Михайлов А. Ф., Заединова И. Е. Зеленокаменная вулканогенная формация юго-западной части Пенжинского кряжа. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 25.

Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав.— Тр. МГК, XXI сес., докл. сов. геол. Петрографич. провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., 1960.

Набоко С. И. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки.— В кн.: Петрохим. особен. молодого вулканизма. М., 1963.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Тр. ИГН, вып. 79, 1963.

Неверов Ю. Л., Сергеева В. В., Сергеев К. Ф. Магматические формации Большой гряды Курильских островов.— Тр. СахКНИИ, вып. 15, 1963.

Некрасов И. Я. Металлогеническая специализация мезозойских магматических комплексов.— В кн.: Матер. к I Всесоюз. конф. по геол. и металлогении Тихоокеан. пояса, вып. 2. Владивосток, 1960.

Некрасов И. Я. О мезозойском вулканизме Северо-Восточной Якутии.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 10.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., 1962.

Ненашев Н. И. Вопросы магматизма и рудообразование на Северо-Востоке Якутии в свете данных абсолютного возраста.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 9.

Николаевский А. А. Геофизическая характеристика Охотско-Чукотского вулканического пояса и некоторые особенности его глубинного строения.— Тез. докл. на совещ. по рудоносности вулканолог. образ. Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1965.

Никольский А. П., Тихомиров Н. И. Рабкин М. И. Петрография Советской Арктики, вып. 1. Чукотский нац. округ.— Тр. ВАИ, т. 94, Л., 1937.

Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Геол. рудных м-ний, 1960, № 1. Авт. М. И. Ициксон, В. С. Кормилицын, Л. И. Красный, В. Т. Матвеенко.

Павловский Е. Е., Лучицкий И. В. Геолого-петрографический очерк Газимурозаводского района.— В кн.: Очерки по геол. Сибири, вып. 10. М.—Л., 1940.

Падалка Г. Л. Геология и полезные ископаемые Лено-Колымской области. Вып. 3. Л., 1939.

Падалка Г. Л. Некоторые вопросы тектоники, магматизма и металлогении Забайкалья.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 3.

Падалка Г. Л. Основные черты металлогении юго-восточного Забайкалья.— «Геол. рудных м-ний», 1964, № 6.

Палымский Б. Ф. О среднепалеозойских гранитоидах в бассейне р. Большого Анюя (новые данные).— В кн.: Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 19. Магадан, 1961.

Паракецев К. В., Городинский М. Е. К вопросу о возрасте аркозовых песчаников в районе Чаунской губы.— В кн.: Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 19. Магадан, 1966.

Перчук Л. Л. Магматическое замещение карбонатных толщ с образованием нефелиновых сиенитов и других щелочных пород на примере Дежневского массива.— В кн.: Физико-химич. проблемы формир. горных пород и руд. М., 1963.

Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., 1964.

Пийп Б. И. Термальные Ключи Камчатки.— Тр. СОПС АН СССР, сер. Камчатка, вып. 2, 1937.

Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Россошины, Гаванки и Налычевы на Камчатке.— Тр. Камчат. комплекс. экспед., 1936—1937 гг., вып. 2. М.—Л., 1941.

Пийп Б. И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки.— Тр. Камчат. вулканолог. станции, вып. 3. М.—Л., 1947.

Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом.— Тр. Лаб. вулканологии, вып. 2. М., 1956.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., 1958.

Пляшкевич Л. Н., Сидоров А. А. Проявления эпитермального золотого и золото-серебряного оруденения на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Рудоносность вулканоген. формаций. М., 1965.

Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М., 1957. Авт.: Э. П. Изох, Л. М. Колмак, Г. И. Наговская, В. В. Русс.

Петрохимия Курило-Камчатской вулканической провинции. М., 1966.

Прохоров К. В. Третичные гранитоиды Камчатки. М., 1964.

Путинцев В. К. Нижнепротерозойские интрузивные породы.— В кн.: Геология Кореи, М., 1964.

Путинцев В. К., Ильинский Г. А. Верхнепалеозойские — нижнемезозойские гранитоиды северо-восточной окраины Буреинского массива.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 81, 1963.

Путинцев В. К., Синицкий С. Е. Краткий очерк геологии северо-восточной части КНДР.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 100, 1963.

Пущаровский Ю. М. Зоны затухания геосинклинальных областей.— БМОИП, отд. геол., 1961, № 6.

Рабкин М. И. Щелочные основные и ультраосновные эффузивы южной части Чукотского полуострова.— Тр. НИИ геол. Арктики, т. 43, Л., 1954.

Рабкин М. И., Тихомиров Н. И. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части Чукотского полуострова.— Тр. Аркт. ин-та, т. 104, 1938.

Радкевич Е. А. Некоторые общие вопросы тектоники Тихоокеанского пояса в связи с его металлогенией.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещ. рудн. м-ний. М., 1964.

Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях восточной Азии.— Тр. МГК, XXII сес., докл. сов. геол. М., 1965.

Размахнин Ю. Н. О герцинской и киммерийской гранитизации в северной части Ханкайского массива.— Сообщ. ДВФ СО АН СССР, вып. 17. 1963.

Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Петрохимические особенности лав вулкана Эбеко на острове Парамушир (Курильские о-ва). В кн.: Петрохим. особенности молодого вулканизма. М., 1963.

Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Вулканические плато хребта Вернадского (о. Парамушир, Северные Курильские острова).— В кн.: Базальты плато. Тр. МГК, XXII сес., докл. сов. геол. М., 1964.

Ротман В. К. О некоторых особенностях геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций в свете современных данных.— ДАН СССР, 1961, т. 140, № 2.

Ротман В. К. О позднекайнозойском вулканизме Центральной Камчатки.— В кн.: Петрограф. сб., № 4. 1962. (Тр. ВСЕГЕИ.)

Ротман В. К. Диагональный структурный шов Западной Камчатки.— ДАН СССР, 1964, т. 159, № 4.

Ротман В. К., Быковская Е. В. Вулкано-плутонические ассоциации Тихоокеанского пояса. Алма-Ата, 1969.

Ротман В. К., Марковский Б. А. О геосинклинальных щелочных базальтах северо-западной части Тихоокеанского пояса.— ДАН СССР, 1965, т. 165, № 1.

Ротман В. К., Сытина Н. М. К кайнозойской истории вулканизма Камчатки.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964.

Ротман В. К., Сытина Н. М. К вопросу о связи кайнозойского вулканизма Камчатки с глубинным строением.— В кн.: Вулканолог. и вулкано-плутон. формации. М., 1966.

Руб М. Г. О петрографических критериях связи оруденения с интрузивами.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 4.

Руб М. Г., Левицкий В. В. Петрохимические особенности Кокшаровского массива ультраосновных и щелочных пород и сопровождающих их послемагматических образований.— Тр. Ин-та геол. рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 76, 1962.

Рудич К. Н. Вулкано-плутонические формации цепи Черского. М., 1966.

Русс В. В., Кунаев И. В. Некоторые черты металлогении Северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья.— «Советская геология», 1964, № 7.

Рутштейн И. Г. О принципах металлогенического анализа территории Восточного Забайкалья.— Бюл. науч.-техн. информ., 1961, № 6. (Читинское геол. управл.)

Рутштейн И. Г. Юрские гранитоиды Кукульбейского хребта.— В кн.: Матер. совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960.

Салоп Л. И. Основные черты геологии и металлогении Олекмо-Витимской горной страны.— Тр. Первого совещ. по металлогении Зап. Забайкалья. Иркутск, 1958.

Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид.— Тр. МКК, XXI сес., докл. сов. геол., пробл. 9. М., 1960.

Салун С. А. Порфировая формация складчатых областей.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 7.

Сапожников В. П., Сизых В. И. К стратиграфии пермо-триасовых образований Западного Забайкалья.— Зап. Забайк. отд. Географ. о-ва СССР, вып. 19, № 1, 1963.

Сахно В. Г. Нижнемеловой вулканизм Тырминской впадины.— В кн.: Тез. докл. на юбил. сес., посвящ. 30-летию Дальневост. фил. им. В. И. Комарова. Владивосток, 1962. (СО АН СССР, сер. геол.)

Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск, 1964. Авт.: М. И. Попкова, Е. Ф. Кайдалова. Н. Ф. Петровская и др.

Святловский А. К. Атлас вулканов СССР. М., 1959.

Святловский А. Е. Вулканизм и четвертичная тектоника Камчатки.— Автореф. докт. дис. М., 1960.

Скорняков П. И. Систематика золоторудных месторождений Северо-Востока.— В кн. Матер. по геол. Северо-Востока СССР, вып. 4. М., 1949.

Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— Тр. ДВФ СО АН СССР, сер. геол., т. 8. 1963.

Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги.— «Советская геология», 1963, № 3.

Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса.— В кн.: Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963.

Сперанская И. М. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чаунского вулканического пояса.— Автореф. канд. дис. Магадан, 1964а.

Сперанская И. М. Геология и петрография кислых эффузивов северного побережья Охотского моря со специальным обзором проблемы игнимбритов.— В кн.: Матер. по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17. Магадан, 1964б.

Татаринов Г. Т. О находке нефелиновых базальтов и плагиоклаз-анальцимовых базальтов на Дальнем Востоке.— Зап. ВМО, II сер., ч. 83, вып. 2, 1954.

Тектоническая карта Северо-Востока СССР (м-б 1 : 2 500 000).— В кн.: Тектоника и глубин. строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964. (Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 11.). Авт. В. Ф. Белый, А. А. Николаевский, С. М. Тильман, Н. А. Шило.

Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья.— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 1, 1962.

Тихомиров И. Н. Интрузии каменноугольного возраста в бассейне среднего течения р. Газимура (Восточное Забайкалье).— В кн.: Матер. по петрол. гранитоидов Забайкалья. М., 1962.

Тихомиров И. Н. Стратиграфия и магматизм Турово-Газимурского района Восточного Забайкалья.— Автореф. канд. дис. Л., 1964.

Тихомиров Н. И. К вопросу о поисковых признаках оловоносных гранитов Чаунского района.— «Проблемы Арктики», 1939, № 7—8.

Тихомиров Н. И. Материалы к петрографии оловоносных гранитоидов и некоторых других изверженных пород Чаунского района.— Тр. Горно-геол. упр. Главсевморпути, т. 9. Л., 1941.

Тихомиров Н. И. Особенности забайкальских месторождений касситерито-сульфидной формации и связь их с магматической деятельностью.— «Советская геология», 1960, № 7.

Тихомиров Н. И. Интрузивные комплексы Забайкалья и тектонические условия их образования.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 85. 1963.

Тихомиров Н. И., Рабкин М. И. Сиенитовый массив мыса Дежнева.— Тр. Аркт. ин-та, т. 94, 1937.

Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР.— В кн. Матер. по геол. Северо-Востока СССР, вып. 4. Магадан, 1949.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— «Советская геология», 1959, № 3.

Устиев Е. К. Верхнемеловой вулканизм на территории Северо-Востока СССР.— В кн.: Авторефераты сотрудников ИГЕМ за 1960 г. М., 1960.

Устиев Е. К. Анийский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока Азии. М., 1961.

Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверж. горн. пород. М., 1963.

Фаворская М. А. О связи оловянного оруденения с магматизмом.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 4.

, Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. М., 1956.

Фаворская М. А. О некоторых особенностях тектонической активизации в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Вулканолог. и вулкано-плутон. формации. М., 1966.

Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканизм Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным.— В кн.: Тез. докл. выезд. сес. отд. наук о Земле АН СССР на Дальнем Востоке СССР, М., 1965.

Федотов С. А., Фарберов А. И. О поглощении поперечных сейсмических волн в земной коре и верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— В кн.: Проблемы вулканизма (материалы ко II Всесоюз. вулканолог. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1964.

Фирсов Л. В. О позднемезозойских магматических фазах Северо-Востока СССР.— ДАН СССР, 1962, т. 142, № 6.

Фирсов Л. В. Проявления триасового магматизма в Верхояно-Чукотской скл. области.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 8.

Фогельман Н. А. Новые данные о связи близповерхностных золоторудных *месторождений Забайкалья с нижнемеловым вулканизмом.*— В кн.: *Рудоносность вулканолог. формаций.* М., 1965.

Харкевич Д. С. Вулкан Левинсон-Лессинга (некоторые данные о вновь открытом потухшем вулкане на Камчатке).— Бюл. вулканолог. станции, 1937, № 2.

Харкевич Д. С. Геолого-петрографический очерк о. Карагинского.— Тр. Камчат. компл. эксп., вып. 3, *1941.*

Харкевич Д. С. К докайнозойскому вулканизму Камчатки.— В кн.: Акад. Д. С. Белянкину к 75-летию со дня рождения и 45-летию науч. деят. М., 1946.

Харкевич Д. С. К проблеме классификации геосинклинальных областей.— В кн.: Геол. сб., т. 10, № 1, 1955а. (Уч. зап. Кишинев. ун-та.)

Харкевич Д. С. Тектоно-магматическое развитие оловоносных складчатых областей.— Уч. зап. Кишинев. ун-та, 1955б, т. 19.

Часовитин М. Д. Новые данные о внутриконтинентальных четвертичных вулканах северо-восточной Азии.— ДАН СССР, 1962, т. 152, № 3.

Шатков Г. А., Якобсон Л. Н. О взаимоотношениях вулканогенно-осадочных и угленосных отложений Аргунской впадины.— Тез. докл. I науч. конф. геол. секции им. В. А. Обручева. Чита, 1964.

Шатский Н. С., Богданов Н. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснит. записка. М., 1957.

Шило Н. А., Загрузина И. А. Магматические комплексы и металлогения Восточной Чукотки.— В кн.: Позднемезоз. гранитоиды Чукотки. Магадан, 1965. (Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 12.)

Шталь Н. В. К петрологии мезозойских интрузий Восточного Забайкалья.— В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных р-нов СССР, 1952. (Тр. ВСЕГЕИ.)

Шталь Н. В. Мезозойский и кайнозойский магматизм Забайкалья.— В кн.: Геол. строение СССР, Магматизм, т. 2. М., 1958.

Шталь Н. В. Петрохимические особенности верхнемезозойских вулканогенных формаций Восточного Забайкалья.— В кн.: Петрохим. особен. молодого вулканизма. М., 1963.

Штейнберг Г. С. Строение земной коры Южной Камчатки и структурно-тектоническая позиция четвертичных вулканов.— ДАН СССР, 1966, т. 166, № 2.

Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., 1966.

Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации.— В кн.: Закономерности размещ. полез. ископ. М., 1967.

Эйриш Л. В. Межформационные гранитные интрузии Буреинского массива.— Сб. статей, ДВФ СО АН СССР, Хабаровск, 1964.

Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки.— «Геотектоника», 1965, № 1.

Эрлих Э. Н. Новые данные о вулканотектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма.— «Геотектоника», 1966, № 3.

Якушев И. Р. Стратиграфия мезозойского эффузивно-туфового комплекса побережья Тауйской губы.— В кн.: Тр. Межведомств. совещ. по разраб. унифиц. стратиграф. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.

Buddington A. F. Granit emplacemant with soecial reference to North America.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1959, vol. 70, № 6.

Gates G., Gryc G. Structure and tectonic history of Alaska.— Memoir Amer. assoc. Petrol. Geol., 1963, № 2.

Gorshkov G. S. Catalogue of the active volcanoes of the world including Solfatara fields, pt. 7, Kurile Islands. Napoli, 1958.

Hemoto T. Prelimonary notes on the geology of the Islands of Urup, the Tisima (Kurile Islands) Proc. on 5-th Pan-Pacific Sc. congress. Canada, 1934.

Hemoto T. О новых выбросах вулкана Харумкотан (Центральные Курильские острова).— Бюл. вулканол. о-ва Японии «Кадзан», 1934, т. 2, № 1.

Kuno H. Petrology of Alaid Volcano.— Jap. J. Geol. Geogr., 1935, vol. 12, № 3—4, Tokyo.

Kuno H. Origin of cenosoic petrographic provinces of Japan. and surrounding areas.— Bull. volc., ser. 2, t. 20, 1959.

Kuno H. Lateral variation of magma types in volcanoes in island arcs and continental margins.— Intern. Sympos. Volcanol. New Zealand. Abstracts, 1965.

Minato M., Gorai M., Hunahashi M. (editors). The Geologie development of the Japanese Islands Tsukji Shokan Co, Tokyo, 1965.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts.— J. Petrol., 1961, № 2.

Reed J. J. Chemical and modal composition of dunite from Dun Mountain, Nelson.— New Zealand j. Geol. and Geophys., 1959, vol. 2, № 5.

Reiser H. N., Lanpherea M. A., Brosge W. P. Jurassic age of a mafic igneous complex, Christian quadrangle, Alaska.— Geol. Surv. prof. paper, 525-C. 1965.

McTaggart. The mobility of nuees ardentes.— Amer. J. Sci., 1960, vol. 258, № 5.

Tomita T. On the chemical compositions of the cenosoic alcaline suite of circum Japan—Sea region.— J. Shanghai Sc. Inst., 1935, sect. 21, vol. 1.

Yagi K., Kawani L., Aoki K. Tipes of Quaternary volcanic activity in Northeastern Japan.— Bull. Volcanol., t. XXVI, Napoli, 1963.

Williams H., McBirney A. R. Petrological and structural contrast of the Quaternary volcanoes of Guatemala.— Bull. volc., t. 27, Napoli, 1964.

ОГЛАВЛЕНИЕ

С.

Предисловие к III тому 5
Введение (*М. И. Ициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов*) 7

Глава I. Магматизм древних складчатых областей, прилегающих к ТПП, и массивов 12
Становая складчатая область . . . . . —
Архей (*В. Н. Мошкин, И. Н. Дагелайская*) . . . . . —
Протерозой (*В. Н. Мошкин, И. Н. Дагелайская*) 16
Поздний палеозой (*В. Н. Мошкин, И. Н. Дагелайская*) 29
Мезозой (*Т. А. Милай, В. Н. Мошкин, Е. М. Заблоцкий*) . . . . . —
Селенгино-Яблоновая складчатая область (*Н. И. Тихомиров*) 43
Выступы древнего основания позднепротерозойской геосинклинали . —
Геосинклинальная стадия 46
Инверсионная стадия . . . . . —
Стадия активизации 47
Колымский, Омолонский и Охотский массивы (*А. П. Шпетный*) 49
Докембрий . . . . . —
Палеозой 50
Поздний палеозой — мезозой 55
Кайнозой 62
Аргунский массив (*Н. С. Соловьев, Г. А. Шатков*) . . . . . —
Юрский магматизм . . . . . —
Меловой магматизм 73
Буреинский массив 75
Введение (*В. К. Путинцев*) . . . . . —
Ранний протерозой (*В. К. Путинцев*) . . . . . —
Ранний палеозой (*В. К. Путинцев*) 76
Поздний палеозой (*В. К. Путинцев, В. А. Селиванов*) 80
Поздний мезозой (*Г. В. Ициксон, Б. И. Лови*) 83
Ханкайский массив (*В. К. Путинцев, В. А. Селиванов*) 98
Ранний протерозой 99
Ранний палеозой 100
Поздний палеозой и мезозой 102
Общая характеристика магматизма древних складчатых областей, прилегающих к ТПП, и массивов (*В. К. Путинцев*) 104

Глава II. Магматизм отдельных регионов внешней зоны ТПП 114
Яно-Колымская складчатая система (*О. С. Грачева, С. Г. Котляр, Д. С. Харкевич*) . . . . . —
Допозднепалеозойский магматизм . . . . . —
Геосинклинальная стадия (пермь—средняя юра) 116
Инверсионная стадия (поздняя юра—ранний мел) 118
Стадия консолидации (поздний мел) 126
Стадия активизации (кайнозой) 128
Чукотская складчатая система (*М. Л. Гельман*) . . . . . —
Допозднепалеозойский магматизм 130

С.

Геосинклинальная стадия (пермь—средняя юра) 131
Инверсионная стадия (поздняя юра—мел) 133
Постинверсионная стадия (палеоген-четвертичный период) 145
Монголо-Охотская складчатая область 146
Введение (*Н. И. Тихомиров*) . . . . . —
Среднепалеозойский вулканизм геосинклинальной стадии (*В. А. Амантов*) —
Монголо-Забайкальское звено
Западная часть 149
Стадия частной инверсии (триас) (*Н. И. Тихомиров*) . . . . . —
Стадия общей инверсии и консолидации (средняя юра—ранний мел) (средне-позднеюрский вулканизм Даурской зоны — *Л. А. Козюренок*, сохондинский комплекс — *Н. И. Тихомиров*, харалгинский комплекс — *Н. И. Тихомиров, Ж. Н. Рудакова*) 153
Восточная часть 167
Выступы древнего фундамента (ранний палеозой) (газимурский комплекс — *Ж. В. Орлова*, урулюнгуйский комплекс — *Н. И. Тихомиров, Ж. В. Орлова, Г. А. Шатков*) . . . . . —
Стадия частной инверсии (средний—поздний карбон) (таловский комплекс — *Н. И. Тихомиров*, ундинский комплекс — *М. А. Кангур*) . . . 172
Стадия общей инверсии и консолидации (средняя юра—ранний мел) (среднюрский—раннемеловой вулканизм, шахтаминский, сретенский комплексы — *В. В. Павлова*, кукульбейский комплекс — *Н. И. Тихомиров, М. А. Кангур*) 176
Амуро-Охотское звено
Поздний протерозой — ранний палеозой (*Л. М. Колмак*) 195
Средний палеозой — ранний мезозой. Геосинклинальная стадия (шантарский, верхнеселемджинский комплексы — *В. Н. Мусин;* зейско-депский комплекс — *Л. М. Колмак* и *В. Н. Мусин*) 198
Инверсионная стадия (*В. Н. Мусин*) 203
Мезозой — кайнозой (*В. Н. Мусин*) 205
Геосинклинальная стадия . . . . . —
Инверсионная стадия 206
Постинверсионная стадия 210
Сихотэ-Алинская складчатая система 212
Геосинклинальная и инверсионная стадии (средне- и позднепалеозойский вулканизм — *Е. В. Быковская*, позднепалеозойский интрузивный магматизм — *З. В. Сидоренко, В. В. Русс*, юрский интрузивный магматизм — *Г. И. Наговская*) 214
Геосинклинальная и инверсионная стадии (триас — нижний мел) (триасовый и юрский вулканизм — *Е. В. Быковская*, раннемеловой вулканизм — *З. П. Потапова*, раннемеловой интрузивный магматизм — *Э. П. Изох, Г. И. Наговская, В. В. Русс*, ранневерхнемеловой вулканизм — *Е. В. Быковская*, сенонский интрузивный магматизм — *В. В. Русс, Э. П. Изох, Г. И. Наговская*) 218
Стадия консолидации (дат — палеоген) (поздневерхнемеловой — палеогеновый вулканизм — *Е. В. Быковская*, датский и раннепалеогеновый интрузивный магматизм — *Э. П. Изох, Г. И. Наговская, В. В. Русс*, раннепалеогеновый вулканизм — *Е. В. Быковская*, позднепалеогеновый вулканизм — *Е. В. Быковская*, позднепалеогеновый интрузивный магматизм — *Э. П. Изох, Г. И. Наговская, В. В. Русс*, миоценовый вулканизм — *Э. И. Блюмштейн*, четвертичный вулканизм — *Э. И. Блюмштейн*) . . 228
Общая характеристика магматизма внешней зоны ТПП (*М. И. Иициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов*) 242
Глава III. Восточно-Азиатский вулканогенный пояс 248
Введение (*М. И. Иициксон*) . . . . . —

С.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген (*Е. В. Быковская*) 248
Внутриконтинентальные вулканогенные цепи (*С. Г. Котляр*, *Г. П. Смирнова*) 258
Охотско-Чукотский вулканоген (*З. П. Потапова*) 266
Общая характеристика Восточно-Азиатского вулканогенного пояса (*Е. В. Быковская, М. И. Иициксон*) 274
Глава IV. Магматизм отдельных регионов внутренней зоны ТПП 280
Сахалинское звено Ниппонской складчатой области (*Н. В. Луцкина*) . . . —
Геосинклинальная стадия . . . . . —
Позднегеосинклинальная и инверсионная стадии 286
Постинверсионная стадия 290
Охотско-Корякская складчатая область 292
Корякско-Анадырский район (*И. И. Акрамовский*) . . . . . —
Западно-Камчатский район (*В. К. Ротман, Б. А. Марковский*) . . . 315
Курило-Восточнокамчатская геосинклинальная система. Эффузивные образования. Поздний мел — *Ю. С. Желубовский, Н. В. Луцкина.* Палеоген — неоген — *Ю. С. Желубовский, Н. В. Луцкина.* Интрузивные образования. Поздний мел — палеоген — *Н. В. Луцкина.* Палеоген — неоген — *Н. В. Луцкина*) 335
Курило-Камчатский вулканогенный пояс 346
Четвертичный вулканизм зоны действующих вулканов (*В. К. Ротман, Э. Н. Эрлих*) . . . . . —
Общая характеристика магматизма внутренней зоны ТПП (*В. К. Ротман*) 355
Глава V. Магматические провинции Востока СССР среди сопредельных зарубежных петрографических провинций Востока Азии (*М. И. Иициксон*) . . 362
Глава VI. Общая характеристика магматизма северо-западной части ТПП (*М. И. Иициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов*) 376
Литература 384

Министерство геологии СССР
Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт

ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Том III

МАГМАТИЗМ

Редактор издательства *М. И. Федотова*
Переплет художника *И. Г. Школьникова*
Технический редактор *А. Б. Ящуржинская*
Корректоры *В. Н. Михалевич, Н. А. Соколова*

Сдано в набор 6/X 1972 г. Подписано в печать 8/II 1973 г.
М-07077. Формат 70×108 1/16. Бумага № 1. Печ. л. 24 3/4.
Усл. л. 34,65. Уч.-изд. л. 35,35. Тираж 1000 экз.
Заказ № 906/8. Цена 3 р. 91 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

1744

Зр. 91 г.

НЕДРА · 1973