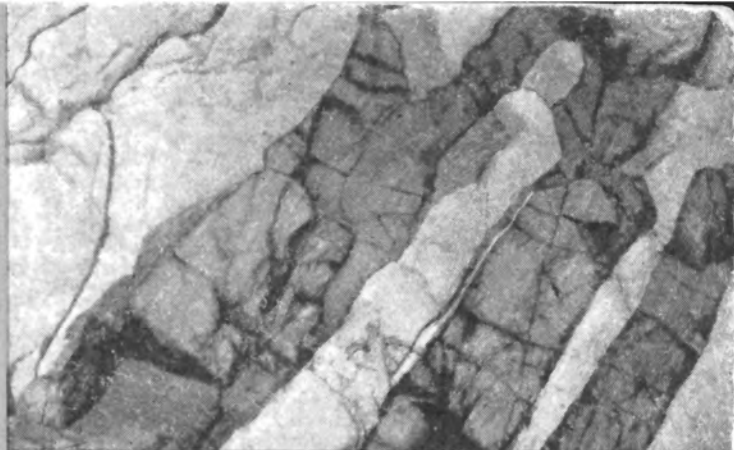




В. А. БАСКИНА

Магматизм Тетюхинского района



Издательство «Наука»

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

В. А. БАСКИНА

МАГМАТИЗМ

Тетюхинского района
(Южное Приморье)
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ
НЕКОТОРЫХ
ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ



И з д а т е л ь с т в о
«Н А У К А»
М О С К В А 1 9 6 5

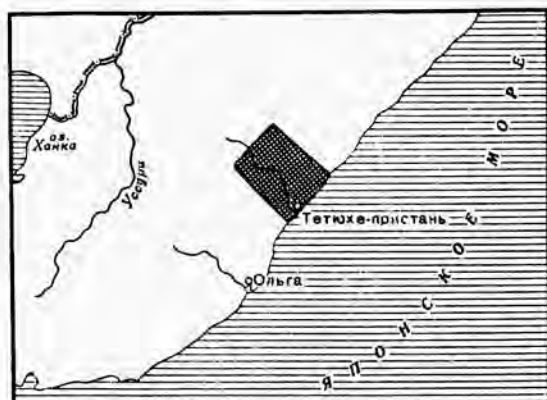
552.3 (571.63)

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук М. А. ФАВОРСКАЯ

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая работа освещает ряд вопросов магматизма и металлогении Тетюхинского района Приморья. Этот район интересен для петрографа разнообразием фаций магматических пород (эффузивы, субвулканические тела, приповерхностные и гипабиссальные интрузии), а наличие месторождений и рудопроявлений цветных металлов позволило полнее осветить различные стороны проблемы связи рудообразования с магматизмом.



Фиг. 1. Схема расположения описываемого района

В основу предлагаемой работы положен фактический материал, собранный автором при полевых исследованиях 1958—1960 и 1962 гг. в Тетюхинском районе Приморского края, на площади примерно 1000 км². В сравнительных целях частично использованы данные более ранних (1955 г.) работ автора в Тернейском районе Приморья. Схема расположения районов работ приведена на фиг. 1.

В полевых работах, продолжавшихся в общей сложности 12 месяцев, в различное время принимали участие студенты московских вузов С. Б. Розанов, И. О. Макстенок, Д. Д. Чебанова и лаборант Н. В. Николаевский.

При полевых работах, на участках развития эффузивных, интрузивных и жильных пород производились маршрутные пересечения с отбором образцов и проб пород и некондиционная геологическая съёмка, сопровождавшаяся детальным изучением коренных выходов, контактов, участков пересечений различных интрузивных пород и даек. При работе на месторождениях, кроме того, широко использовались горные выработки и керн скважин. Было проведено сравнительное изучение последовательности магматических образований, тектонической обстановки их формирования, петрогеохимических особенностей магматических пород, и соотношений их с рудной минерализацией как в пределах рудных участков, так и вне известных рудопроявлений.

При этом в работу не вошли описания промышленных полиметаллических месторождений района, как правило, не обнаруживающих непосредственной связи с изверженными породами. Лишь некоторые данные по вещественному составу руд этих месторождений использованы для сопоставлений. Задачи исследования заставили автора обратить главное внимание на более мелкие, но тесно связанные с магматическими телами рудопроявления, что помогло выявить ряд существенных сторон взаимосвязи рудных и магматических формаций района.

Автор с благодарностью отмечает постоянное содействие со стороны руководства Тетюхинской экспедиции — Е. И. Бедокурова, Р. В. Короля и Е. С. Павлова, а также живой интерес к проводимой работе и большую помощь со стороны геологов Тетюхинской экспедиции Приморского геологического управления и цеха промразведки комбината Сихали — В. В. Берлизова, О. П. Бородина, В. П. Василенко, М. С. Гусева, П. С. Гарбузова, А. С. Гвоздикова, И. Г. Головки, В. Н. Журавлева, Р. Е. Остроумова, Ю. В. Рипинского, А. Н. Седых, Б. А. Соколова и Н. И. Тонких.

Камеральная обработка материалов производилась в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР. Основными методами были — петрографическое изучение шлифов, изучение акцессорных минералов из искусственных шлифов, спектральные анализы пород и минералов и химические анализы пород. Значительную помощь при камеральной обработке оказала старший лаборант Т. А. Гаврилова. Часть материалов, вошедших в настоящую работу, была опубликована автором ранее (Кигаи, 1957, 1961; Фаворская, Кигаи, 1963; Фаворская и др., 1961).

За ценные советы и постоянную помощь при проведении настоящего исследования автор глубоко благодарен доктору геолого-минералогических наук М. А. Фаворской.

ОЧЕРК ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕТЮХИНСКОГО РАЙОНА

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ РАЙОНА

Современные представления о геологическом строении, магматизме и металлогении горной области Сихоте-Алинь основаны, по преимуществу, на работах А. Н. Криштофовича, Г. П. Вола-ровича, П. Н. Кропоткина, Н. А. Беляевского, Е. А. Радкевич, М. А. Фаворской, И. И. Берсенева, Г. М. Власова, Б. А. Иванова, Е. С. Павлова и других исследователей. Изучению более частных проблем магматизма и металлогенической роли магматических формаций были посвящены, наряду с перечисленными, исследова-ния П. С. Бернштейна, Е. В. Быковской, Г. М. Гапеевой, Я. Д. Готмана, Э. П. Изоха, М. П. Материкова, В. Г. Плахотни-ка, В. К. Путинцева, М. Г. Руб, С. А. Салуна, Ф. К. Шипулина и автора. Многие из них работали и в Тетюхинском районе. В опубликованных и рукописных трудах перечисленных исследо-вателей приводится подробное изложение истории геологическо-го изучения Приморского края, которая в настоящей работе не затрагивается.

Изучение интересующих автора верхнемеловых-кайнозойских изверженных пород Восточного Сихоте-Алиня было начато И. А. Преображенским, описавшим в 1930 г. участок побережья между бухтой Терней и устьем р. Тадуши. В 1932 г. Г. П. Вола-рович для Ольга-Тетюхинского района привел схему магматизма, в которой выделил палеогеновые «Приморские гранитоиды», и указал на генетическую связь с ними рудопроявленный района.

В 1936 г. П. С. Бернштейн дал сравнительную характеристику разновозрастных гранитоидов в связи с их металлогенностью. Он установил, что третичные граниты прорывают палеогеновые андезиты самаргинской свиты, и отметил, что жильная серия этих гранитов наиболее разнообразна (аплиты, кварцевые порфиры, диоритовые порфириты). П. С. Бернштейн указал также, что в образовании третичных изверженных комплексов большую роль

играли процессы глубинной ассимиляции. Вывод о существенной роли гибридизма в формировании рудоносных гранитоидных комплексов и о связи послегранитных даек порфиритов с гибридными магмами остаточных очагов был сделан также Я. Д. Готманом в статье об оловоносных интрузивах Приморья в 1943 г.

В период 1944—1955 гг. изучением верхнемелового и кайнозойского магматизма восточного склона Сихотэ-Алиня занималась М. А. Фаворская. Материалы личных исследований, касающиеся обширного региона, и анализ имеющейся к тому времени литературы позволили ей создать схему развития магматизма, в главных чертах сохранившуюся до настоящего времени и во многих отношениях послужившую основой для развития современных представлений. Так, в частности, М. А. Фаворская (1949) высказала предположение, что развитые вдоль побережья Японского моря интрузивные породы контролируются глубинным разломом.

Ею было проведено возрастное расчленение эффузивов, установлена цикличность их формирования и выявлены существенные стороны связи магматических циклов с тектоникой. Кроме того, была показана общая закономерность становления многофазных комплексов гранитоидов, со сменой во времени внедрений гибридных магм повышенной основности, гранитных и аляскитовых магм, причем в качестве причины такой закономерности рассматривалась совокупность процессов контаминации гранитных магм и связанного с нею обособления аляскитовых расплавов.

Дайковые породы были подразделены М. А. Фаворской на дайки — корни эффузивов и дайки — дериваты интрузий. В числе последних была, в частности, выделена группа ультракислых и богатых калием даек, по отношению к орудуению являющихся аналогами гранитов последних фаз сложных интрузивных комплексов. Оруденение рассматривалось М. А. Фаворской как продукт закономерной эволюции магматического очага, на ранних стадиях развития которого возникли сложные гранитоидные комплексы, а на более поздних серии порфиритовых даек. Все эти представления были изложены М. А. Фаворской в ряде публикаций и в монографии (Фаворская, 1953, 1955, 1956).

В период 1948—1954 гг. изучением интрузивного магматизма Юго-Восточного Приморья занимался Ф. К. Шипулин. Кроме того, на ряде месторождений, в том числе и в Тетюхинском районе, им был собран сравнительный материал по послегранитным дайкам основного состава. При расчленении верхнемеловых-кайнозойских образований он принял в целом схему, предложенную М. А. Фаворской, однако высказал резко отличные соображения о природе послегранитовых даек основного состава и связи орудуения с магматизмом. Ф. К. Шипулин дал качественную характеристику акцессорных минералов разновозрастных гранитоидных комплексов Юго-Восточного Приморья.

Сопоставление стратиграфических схем верхнемеловых и кайнозойских образований Сихотэ-Алинь

1000000

Отдел	Осадочные образования (по Берсеневу, 1956)	Магматические образова- ния по (Берсеневу, 1956)	Средний и северный Сихотэ- Алинь (по Плахотнику, 1956)	Обобщенная схема Южного Сихотэ-Алиня (по Фаворской, 1954)	Восточный склон централь- ного Сихотэ-Алиня (по Кривяцкому, Ярмолюку, 1947)	Южное Приморье (по Власову, 1949)	Сихотэ-Алинь (по Салуну, 1963)
Четвертичный	—	—	Базальты серые или темно- серые пористые, реже плот- ные (50—400 м)	Аллювиальные отложения Дайки андезитов и базаль- тов	Аллювиальные отложения Покровы серых пористых базальтов и андезито-базаль- тов (10—300 м)	Базальты	—
Плиоцен	Глинистые прослои с плио- ценовой флорой среди ба- зальтов. Галечники с пыль- цой и спорами плиоцена	Базальты (200 м)	Липариты, фельзиты, да- циты (50—100 м). Базальты, андезито-базальты, туфы с прослоями конгломератов с плиоценовой пылью (300— 500 м)	Базальты и андезито-ба- зальты, покровы и туфы	Оливиновые базальты (500 м)	Суйфунская свита. Галеч- ники с прослоями липарито- вых туфов, флора	—
Мiocен	Горизонты обугленных рас- тительных остатков с пыль- цой и спорами	Серые базальты (100 м)	Липариты, фельзиты, ту- фы, обсидианы (80—100 м). Песчаники и аргиллиты, опокы, бурые угли с флорой (100—150 м)	Липариты, их туфы и ту- фолавы (200 м)	Опоки, туфогенные песча- ники и бурые угли с флорой Липариты, дациты и их туфы	Песчаники, сланцы и лиг- ниты усть-давыдовская сви- та	Липариты, фельзиты и туфы (кхунинская и бру- силовская свиты) и бочан- ская серия андезитов и андезито-дацитов
Оligоцен	Туффиты и туфоконгломе- раты с прослоями углей и олигоценовой флорой (на- деждинская свита)	Липариты, трахилипариты и трахиты (100 м). Интрузии гранодиорит-порфиров	Базальты, андезитовые ба- зальты, туфы (кузнецовская свита) Туфогенные песчаники с флорой и пылью эоцена (200—400 м). Фельзиты, био- титовые кварцевые порфи- ры (100—450 м)	Туфопесчаники и бурые угли с флорой	Буроугольная свита с флорой (350 м)	Буроугольные отложения с примесью туфового мате- риала (надеждинская сви- та) аналоги толщ в КНДР содержат фауну олигоцен- нианского миоцена	Возновская свита — галеч- ники, песчаники
Эоцен	Опоковидные прослои с верхнеэоценовой флорой в базальтах Аргиллиты с линзами уг- лей и флорой среднего эоцена (пазимовская свита)	Базальты, андезито-базаль- ты и андезито-дациты (куз- нецовская свита) Туфолавы кварцевого пор- фира, дациты и обсидианы	Самаргинские андезиты, дациты, туфы, туфогенные песчаники (500—1700 м)	Интрузии гранодиорит- порфиров, туфы и обсиди- аны липаритов	Интрузии гранодиорит- порфиров Кузнецовские ан- дезито-базальты (350 м)	Краскинские липариты 300 м зайсановская свита. Оливиновые базальты и пи- роксеновые андезиты. Нази- мовские буроугольные отло- жения с флорой	Кузнецовская и тахобин- ская свиты андезито-базаль- ты, андезиты, туфы. В ряде зон — липариты, до 1500 м. Перерыв, внедрение интрузи- зий
Палеоцен	—	Внедрение гранитоидов Андезиты, дациты и порфи- риты (самаргинская свита) Внедрение гранитоидов Светлые туфовые кварце- вые порфиры, фельзит-пор- фиры, туфы и лавобрекчии (300—1800 м)	Кварцевые порфиры, пла- гиопорфиры, фельзиты, ту- фы и брекчии (200—2000 м)	Интрузии приморских гра- нитоидов Порфириты и андезиты (600 м) Габбро	Интрузии гранитоидов Андезиты, андезито-да- циты (600 м) Туфо- и лавоконгломераты (1100 м) кварцевых порф- иров	Посельская свита — флюи- дальные темноокрашенные липариты 160 м	Кварцевые порфиры био- титовые, плагиолипариты обсидианы, перлиты, ту- фолавы (тахобинская и бого- польские свиты)
Датский ярус	Тахобинская свита. Пар- тизанская свита с флорой	Темные туфовые биотито- вые и роговообманковые кварцевые порфиры	Тахобинские алевролиты	Ольгинские кварцевые пор- фиры и их туфы (1500 м)	Тахобинская свита и опо- ковидные породы с флорой (100 м)	—	Дациты, андезиты, туффи- ты (самаргинская и сийнов- ская свиты)
Севон	Достоевская угленосная свита	Порфириты пироксеновые, амфиболовые, плагиоклазо- вые, их туфы; изредка диаба- зы (200—600 м)	Порфириты плагиоклазо- вые роговообманковые, пироксеновые и др. (100— 150 м)	Песчаники с прослоями глинистых пород, конгломе- ратов с флорой Партизан- ской падь (250 м)	—	—	Порфириты, дациты, квар- цевые порфиры, их туфы, агломераты. Общая мощность 2—4 тыс. м (ольгинская серия)
Севомантурон	Толща узорчатых песчани- ков Верхняя угленосная под- свита Суйфунского бассейна с флорой	—	Песчаники, аргиллиты, сланцы, туфы, пластовые порфириты. Фауна и флора (100—1500 м)	—	Песчаники, сланцы, пор- фириты и их туфы	—	—
Альб	—	—	—	Порфириты и туффиты	—	—	—

Таблица 1

Сопоставление стратиграфических схем верхнемеловых и кайнозойских образований Сихота-Алинь

Осадочные образования (по Берсеневу, 1956)	Магматические образования (по Берсеневу, 1956)	Средний и северный Сихота-Алинь (по Плехоткину, 1956)	Обобщенная схема Южного Сихота-Алиня (по Фаворской, 1954)	Восточный склон центрального Сихота-Алиня (по Кривицкому, Ярмолюку, 1947)	Южное Приморье (по Власову, 1949)	Сихота-Алинь (по Салуну, 1963)
—	—	Базальты серые или темно-серые пористые, реже плотные (50—400 м)	Аллювиальные отложения Дайки андезитов и базальтов	Аллювиальные отложения Покровы серых пористых базальтов и андезито-базальтов (10—300 м)	Базальты	—
Глинистые прослои с плиоценовой флорой среди базальтов. Галечники с пыльной и спорами плиоцена	Базальты (200 м)	Липариты, фельзиты, дациты (50—100 м). Базальты, андезито-базальты, туфы с прослоями конгломератов с плиоценовой пылью (300—500 м)	Базальты и андезито-базальты, покровы и туфы	Оливиновые базальты (500 м)	Суйфунская свита. Галечники с прослоями липаритовых туфов, флора	—
Горизонты обугленных растений с пыльной и спорами	Серые базальты (100 м)	Липариты, фельзиты, туфы, обсидианы (80—100 м). Песчаники и аргиллиты, опоки, бурые угли с флорой (100—150 м)	Липариты, их туфы и туфолавы (200 м)	Опоки, туфогенные песчаники и бурые угли с флорой Липариты, дациты и их туфы	Несогласие	Липариты, фельзиты и туфы (кузнецовская и брусилловская свиты) и ботчинская серия андезитов и андезито-дацитов
Туфиты и туфоконгломераты с прослоями углей и палеогеновой флорой (надеждинская свита)	Липариты, трахилипариты и трахиты (100 м). Интрузии гранодиорит-порфиров	Базальты, андезитовые базальты, туфы (кузнецовская свита) Туфогенные песчаники с флорой и пыльной зоной (200—400 м). Фельзиты, биотитовые кварцевые порфиры (100—450 м)	Туфопесчаники и бурые угли с флорой	Буроугольная свита с флорой (350 м)	Буроугольные отложения с примесью туфового материала (надеждинская свита) аналогичны толщам в КНДР, содержат фауну олигоценового миоцена	Возновская свита — галечники, песчаники
Опоясывающие прослои с рыхловатой флорой в базальтах Аргиллиты с линзами углей и флорой среднего эоцена (азимовская свита)	Базальты, андезито-базальты и андезито-дациты (кузнецовская свита) Туфолавы кварцевого порфира, дациты и обсидианы	Самаргинские андезиты, дациты, туфы, туфогенные песчаники (500—1700 м)	Интрузии гранодиорит-порфиров, туфы и обсидианы липаритов	Интрузии гранодиорит-порфиров Кузнецовские андезито-базальты (350 м)	Краскинские липариты (300 м) зайсановская свита, оливиновые базальты и пироксенитовые андезиты. Назимовские буроугольные отложения с флорой	Кузнецовская и тахобинская свиты андезито-базальты, андезиты, туфы. В ряде зон — липариты, до 1500 м. Перерыв, внедрение интрузий
—	Внедрение гранитоидов Андезиты, дациты и порфиры (самаргинская свита) Внедрение гранитоидов Светлые туфовые кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, туфы и лавобрекчии (300—1800 м)	Кварцевые порфиры, плагиопорфиры, фельзиты, туфы и брекчии (200—2000 м)	Интрузии приморских гранитоидов Порфириты и андезиты (600 м) Габбро	Интрузии гранитоидов Андезиты, андезито-дациты (600 м) Туфо- и лавоконгломераты (1100 м) кварцевых порфиров	Посельская свита — флюидазные темноокрашенные липариты 160 м	Кварцевые порфиры биотитовые, плагиолипариты, обсидианы, перидиты, туфолавы (тахобинская и богословская свиты)
Тахобинская свита. Партизанская свита с флорой	Темные туфовые биотитовые и роговообманковые кварцевые порфиры	Тахобинские алевриты	Ольгинские кварцевые порфиры и их туфы (1500 м)	Тахобинская свита и опоясывающие породы с флорой (100 м)	—	Дацилы, андезиты, туфиты (самаргинская и зайсановская свиты)
Достоевская угленосная свита Толща узорятых песчаников Верхняя угленосная подгруппа Суйфунского бассейна флорой	Порфириты пироксенитовые, амфиболовые, плагиоклазовые, их туфы; изредка диабазы (200—600 м)	Порфириты плагиоклазовые роговообманковые, пироксенитовые и др. (100—150 м) Песчаники, аргиллиты, сланцы, туфы, пластовые порфириты. Фауна и флора (100—1500 м)	Песчаники с прослоями глинистых пород, конгломератов с флорой Партизанской падь (250 м) Порфириты и туфиты	— Песчаники, сланцы, порфириты и их туфы	—	Порфириты, дациты, кварцевые порфиры, их туфы, агломераты. Общая мощность 2—4 тыс. м (ольгинская серия)

Позднее в развитии представлений о закономерностях эволюции магматизма Сихотэ-Алиня и связи магматизма с оруденением решающую роль сыграли: работы М. Г. Руб по выявлению связи оруденения с гранитоидами Приханкайского района и с третичными субвулканическими образованиями в Центральном Сихотэ-Алине, а также результаты проводимого ею в последние годы изучения щелочных и субщелочных магматических комплексов (Руб, 1956, 1958, 1960); работы М. А. Фаворской, посвященные дайкам рудных полей, рудоносности различных фациальных проявлений кислых магм, рудоносности эффузивных формаций (Фаворская, 1957, 1959, 1960, 1962); исследования Э. П. Изоха, в которых выявлены важные черты эволюции и признаки металлоносности верхнемеловых-третичных интрузий зоны Центрального структурного шва, а также его обобщения о закономерностях размещения и эволюции молодых магматических комплексов Сихотэ-Алиня (Изох, 1962, Isoh и др., 1957); работы М. П. Материкова, а также Н. П. Заболотной, Н. Н. Васильковой с группой сотрудников, посвященные характеристике магматизма ряда рудных районов Центрального Сихотэ-Алиня и исследования М. П. Материкова по общим закономерностям развития магматизма в зонах, прилежащих к центральному структурному шву (Материков, 1960_{1,2}); выводы Г. М. Власова о тесной связи магматических циклов Приморья с движениями в области третичной геосинклинали (Власов, 1957); представления о вулканоплутонических формациях в активизированных мезозойских складчатых областях Тихоокеанского пояса (Smith, 1960; Устиев, 1959, 1963).

В настоящем кратком очерке автор, естественно, лишен возможности подробно изложить сущность упомянутых работ, а также перечислить многочисленные исследования магматизма других регионов, результаты которых плодотворно сказались на формировании современных представлений о закономерностях развития магматизма Сихотэ-Алиня.

Схема стратиграфии эффузивных образований Сихотэ-Алиня в основных чертах была создана в 40-х годах работами Г. П. Воларовича, М. А. Фаворской, В. А. Ярмолюка и Г. М. Власова. В то же время ряд существенных фактов был установлен и другими исследователями. Впоследствии ряд уточнений и добавлений к общей схеме возник в связи с работами геологов 4-го управления под руководством И. И. Берсенева и тематическими работами В. Г. Плахотника, С. А. Салуна и Е. В. Быковской. Предложенные различными исследователями стратиграфические схемы приведены в табл. 1 и 2. Из сопоставления схем видно, что выдвигнутые М. А. Фаворской идеи о циклическом развитии верхнемелового-кайнозойского магматизма нашли прочное подтверждение. В то же время вопрос о возрастных границах циклов был и остается предметом дискуссий (Фаворская, Руб и др., 1961).

Т а б л и ц а 2

Сопоставление схем стратиграфии эффузивов Тетюхинского района

Возраст	Берсеев, 1951	Быковская, 1956	Остроумов, 1962
Олигоцен	—	Липариты, игнимбриты, их туфы и дациты брусилловской свиты (600 м) Верхняя угленосная свита с флорой (100—150 м)	Липариты, фельзит-порфиры, их туфы и туфобрекчии, флюидальные лавы, обидианы брусилловской свиты
Эоцен	Туфолавы, лавы, лавобрекчии кварцевых порфиров, обидианы, витрофиры Андезиты самаргинской свиты	Базальты и андезиты Тадушинской свиты (100—200 м) Туфы топаузской свиты с флорой. Нижняя угленосная свита с флорой. Мощность 100—300 м.	
Палеоцен	Зеленовато-серые и коричневые крепкие туфы кварцевых порфиров. Туфы и туфолавы фельзит-порфиров	Дациты, липариты, обидианы, туфы богпольской свиты (200—250 м) Андезиты, их туфы, дациты самаргинской свиты (1000—1700 м)	Пологолежащие покровы андезитов, андезитовых порфиритов, фельзитов, туфов смешанного состава самаргинской свиты (300—700 м)
Верхний мел	Светлые, литокристаллокластические туфы кварцевых порфиров, к западу переходят в кристалловитрокластические туфы (700 м) Темно-серые и серые биотитовые кварцевые порфиры с линзами туфов, фиолетовых и сиреневых туфолов (700 м)	Туфы кварцевых порфиров, альбитофи-ров, туффиты монастырской свиты (750—800 м), гранитоиды Конгломераты, песчаники, туфы, порфи-риты арзамасовской свиты (100—350 м) с флорой Кварцевые порфиры и их туфы кисин-ской свиты (1000—1500 м) Порфириты и их туфы базовской свиты (500—800 м)	Светлые туфы, туфобрекчии, туфокоп-гломераты, туффиты кислого состава мо-настырской свиты В основании глыбовые туфобрекчии кварцевых порфиров с линзами алевро-литов. Мощность непостоянна: 0—900 м. Базальные слои-агломератовые туфы, туфобрекчии кварцевых порфиров. Пере-крыты светлыми флюидальными фельзи-тами, выше тонкослоистыми туфами и туф-фитами или пирокластами кварцевыми пор-фирами (500—1400 м) Туфы и туфобрекчии кварцевых порфи-ров, реже — туфолавы дацитов кисинской свиты. В основании глыбы осадочных по-род в туфогенном цементе (500 м) Эффузивы среднего состава лавы и туфы андезитовых порфиритов слоистые туфы и туффиты (100—800 м)

В последнее время ряд исследователей (Салун, Плахотник, 1960; Салун, 1963) настаивает на повышении границы между верхним мелом и палеогеном, и на отнесении самаргинских андезитов, богопольских липаритов и прорывающих их гранитоидов, а также вышележащих пресноводно-осадочных отложений к датскому ярусу.

Автор в настоящей работе придерживается обобщенной схемы стратиграфии эффузивов, принятой в 1956 г. решением межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока и впоследствии использованной при составлении сводной легенды для Сихотэ-Алиньских листов Государственной геологической карты. Оценивая обоснованность предлагаемых схем, необходимо иметь в виду, как это было отмечено М. А. Фаворской, что сходные по составу и занимающие близкое стратиграфическое положение эффузивные свиты на различных участках обширной и неоднородной территории Сихотэ-Алиня могли формироваться в течение неодинаковых промежутков времени.

Геологическое изучение собственно Тетюхинского района продолжается уже более пятидесяти лет. Первые сведения о месторождении Тетюхе были получены во Владивостоке в 1880 г., а с 1907 г. началась разработка Тетюхинского месторождения.

С 1932 г. Дальгеолкомом были начаты геологические съемки Приморского края. В 1933 г. эта съемка в Ольге-Тетюхинском районе проведена Г. П. Воляровичем.

Схема геологического строения и металлогении Тетюхинского района, выработанная Г. П. Воляровичем, неоднократно подтверждалась последующими работами и во многих чертах сохранилась до настоящего времени.

В 1929 г. главный геолог комбината Сихали В. С. Булыго начал разведку, а с 1932 г. всестороннее изучение известных в Тетюхинском районе рудных месторождений. Работы В. С. Булыго имели большое значение для познания геологического строения и закономерностей распространения полиметаллического оруденения в районе. В 1938 г. им была составлена карта Тетюхинского рудного поля. К этому же времени были завершены первые детальные съемки на соседних с Тетюхинским рудником участках (район Синанчи — М. П. Русаковым, а бассейн рек М. Синанча — Прямая падь и верховья р. Тетюхе — С. Т. Игнатьевым).

В 1939 г. в Приморье началось тематическое изучение вопросов магматизма и металлогении (Я. Д. Готман и Е. А. Радкевич), а в 1944 г. по инициативе академика С. С. Смирнова была организована Восточно-Сибирская экспедиция АН СССР, объединившая исследователей различных профилей. В составе этой экспедиции вопросами стратиграфии, тектоники, магматизма и металлогении тетюхинского района в течение ряда лет занимались

Ю. С. Бородаев, Ф. В. Козлов, О. Д. Левицкий, Е. А. Радкевич, П. Н. Кропоткин, М. А. Фаворская, С. А. Салун, Г. М. Лобанова, Н. Н. Мозгова. В конце сороковых годов комплексное геологическое картирование Приморья было начато партиями ВСЕГЕИ и 4-го Геологического управления. В Тетюхинском районе такая съемка была проведена в 1949—1951 гг. И. И. Берсеневым.

Пятидесятые годы характеризуются широким размахом детальных геологосъемочных работ во многих районах Приморья. В Тетюхинском районе в 1950—1954 гг. работы проводил большой коллектив геологов Приморского Геологического управления (ПГУ) под руководством Р. Е. Остроумова — Л. А. Неволин, А. И. Бурдз, Ф. Т. Кинев, Ф. А. Пясунов, А. Д. Колчина, В. Ф. Янич и др. В результате этих работ были составлены геологические карты на площади более 2000 км² (бассейны рек Тяхе, Ахобэ, Б. Синанчи, частично бассейн Имана).

Группой геологов ВСЕГЕИ (В. Д. Бизин, Е. В. Быковская, Р. И. Соколов и др.) в процессе геологической съемки и тематических работ в 1953—1956 гг. были собраны новые данные по стратиграфии верхнемеловых и третичных образований на обширной территории Ольга-Тетюхинского района.

Начиная с 1958 г., в Тетюхинском районе широким фронтом развернулась геологическая съемка, сопровождавшаяся большим объемом структурного бурения; начал съемку коллектив комбината Сихали, а затем она проводилась геологами Тетюхинской экспедиции ПГУ. В 1958—1960 гг. партия Южно-Приморской экспедиции ПГУ (П. В. Маркевич и другие) провела съемку в южной части Тетюхинского района (бассейны рек Прямой, Кривой и Монастырки). В процессе этих работ было установлено более широкое, чем предполагалось ранее, распространение в районе нижнемеловых осадочных образований и возраст их был обоснован фаунистически.

В период 1958—1962 гг. имеющиеся данные по геологии и металлогении района были обобщены Р. Е. Остроумовым, Е. С. Павловым и Р. И. Соколовым.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

По сложившимся к настоящему времени представлениям (Беляевский, 1958, 1962; Берснев, 1959; Волярович, 1935; 1939; Ивантишин, 1938; Иванов 1960, 1961; Ициксон и Красный, 1962; Криштофович, 1932; Радкевич, 1956; и др.) обширная территория Приморья является сложной и крайне неоднородной. В числе крупнейших структурных единиц здесь выделена горная область Сихота-Алинь — область мезозойской складчатости, с наложенными третичными деформациями и проявлениями магматизма и металлогении.

Формирование глубокого геосинклинального трога Сихотэ-Алиня началось в нижнем палеозое, в Северо-Восточной части Приморья. В процессе развития и последующего замыкания этой геосинклинали сформировались основные черты геологического строения горной области Сихотэ-Алинь.

Уже на ранних стадиях развития этой геосинклинали (в перми и триасе) в ее пределах наметились участки с устойчивым антиклинальным режимом и участки длительного прогибания, что вызвало расчленение области на ряд крупных пликативных структур. В числе таковых выделены структурно-фациальные зоны (Кропоткин и др., 1953): Главный антиклинорий, Главный синклинорий и Прибрежная антиклинальная зона, в пределах которой и расположен Тетюхинский район.

На границах этих крупных структурно-фациальных зон, испытывавших тектонические движения противоположных знаков, заложилась узкая зона растяжения и тектонической трещиноватости, названные «зонами структурных швов». С подобными зонами во все геологические эпохи были связаны главные проявления магматической активности. К настоящему времени среди наиболее древних магматических образований в Сихотэ-Алине установлены протерозойские и нижнепалеозойские гранитоиды. Гораздо более широким распространением пользуются, связанные с герцинской складчатостью, гранитоиды средне- и верхне палеозойского многофазного комплекса, а также верхнеюрские гранитоиды, приуроченные к зонам Западного и Центрального структурных швов. Послеваляжинские движения сопровождались внедрением интрузий преимущественно габброидного состава («Хунгарийская серия» — Изох, 1962) вдоль Центрального структурного шва и оперяющих его разломов.

В верхнемеловое-третичное время Сихотэ-Алинь служил пограничной зоной между областью третичной геосинклинали (территория о-ва Сахалин) и молодой складчатой страной. Такое положение обусловило специфику постгеосинклинального развития области, выразившуюся в чрезвычайной напряженности тектонических, магматических и металлогенических процессов.

В это время на рассматриваемой территории произошло формирование мощной толщи разнообразных по составу магматических пород, образующих характерные вулканоплутонические формации и приуроченных в своем распространении к структурным швам на границах крупных структурно-фациальных зон, испытывавших тектонические движения противоположных знаков. Длительность развития и последовательность в смене вулканоплутонических циклов во многом определялись движениями в области, расположенной к востоку третичной геосинклинали.

С этим периодом развития территории Сихотэ-Алиня связаны наиболее интенсивные и охватившие наибольшие территории процессы рудообразования, в результате которых сформировались

оловорудные и полиметаллические месторождения Приморья. В неогеновое и четвертичное время область испытывала воздымание, сопровождавшееся излияниями базальтов в зонах глубоких расколов.

Тетюхинский район расположен на стыке трех крупных структурно-фациальных зон: большая часть исследованной территории относится к зоне Прибрежного антиклинория; с северо-запада и юго-востока к ней примыкают площади, входящие, соответственно, в состав Главного синклинория Сихотэ-Алиня, и зоны Восточного структурного шва.

Прибрежный антиклинорий оформился как область внутреннего поднятия еще на ранних стадиях развития Сихотэ-Алинской геосинклинали и сохранял тенденцию к воздыманию на всем протяжении развития этой структуры.

Как свидетельство этого обычно приводят факты широкого распространения палеозойских отложений в ядрах антиклинальных структур 2-го порядка, своеобразия фаций верхнего триаса, представленных в Тетюхинском районе рифовыми известняками (в то время как в соседней зоне Главного синклинория верхнетриасовые отложения представлены мощной флишовой толщей); выпадения из разреза нижне- и верхнеюрских, аут-альбских и сеноманских отложений. Анализ магматизма не противоречит таким представлениям. Особенно показательно отсутствие на рассматриваемой площади свиты сеноманских порфиритов, широко распространенной в зоне Главного Синклинория.

Зона Восточного структурного шва протягивается вдоль современной границы материка более чем на 1000 км, при ширине от нескольких — до первых десятков километров. Интенсивные вертикальные перемещения вдоль осевой части зоны, опережающих и других ассоциированных с ней нарушений в верхнемеловое-третичное время определяли развитие дизъюнктивной тектоники, магматизма и металлогении прилежащих территорий, в том числе и той части Тетюхинского района, которая расположена в пределах Прибрежного антиклинального поднятия.

К настоящему времени в районе установлены осадочные отложения верхней перми, верхнего триаса, средней юры, нижнего мела и в незначительном количестве — верхнего мела. Преимущественным распространением среди осадочных отложений пользуются ритмично построенные толщи песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, с подчиненным развитием кремнистых сланцев, разнообразных брекчий, а также известняков (главным образом, в составе тетюхинской свиты Т₃).

Более молодые образования, от сенона до эоцена включительно, представлены уже эффузивами, слагающими большую часть изученной площади. Осадочные породы этого возраста наблюдаются в виде резко подчиненных по объему прослоев наземно-пресноводных отложений среди эффузивов.

Вопросам последовательности магматических образований района специально посвящена глава II настоящей работы.

Тектоническое строение района, как уже упоминалось, является крайне сложным. Прежде всего, отчетливо выделяются два структурных этажа: нижний, сложенный осадочными породами, и верхний, сложенный вулканогенными породами мезо-кайнозоя. Границей между ними служит поверхность крупного структурного несогласия. Отмечалась также принадлежность различных частей района к различным структурно-фаціальным единицам.

Весьма характерно чередование антиклинальных и синклинальных зон, имеющих в целом северо-восточное простирание. При этом в осадочных породах выделены складки второго порядка узкие — 4—5 км, с крутыми углами падения на крыльях, часто с опрокинутым залеганием. В валанжинских отложениях, наряду с подобными, отмечены также более пологие и прямые складки. Как правило, подобные структуры осложнены складчатостью более высоких порядков, вплоть до тонкой пльчатости в кремнистых разностях, а также разрывными нарушениями. Примерные амплитуды складок третьего порядка — сотни метров, а складок четвертого порядка — десятки — первые сотни метров.

Вулканогенные породы смяты в широкие и пологие брахискладки, осложненные разрывными нарушениями. Направление складок северо-восточное, до субширотного, а в пределах некоторых грабен-синклиналей северо-западное. В зонах интенсивных нарушений вулканогенные породы нередко смяты в крутые линейные складки, причем с удалением от нарушений такая складчатость быстро затухает. Расшифровка внутренней складчатой структуры и оценка амплитуд перемещений по границам тектонических блоков на площадях развития вулканогенных пород сильно затруднена, т. к. до настоящего времени не существует обоснованного стратиграфического подразделения наиболее широко распространенной в районе и мощной Ольгинской толщи кварцевых порфиров.

В качестве крупных пликтивных структур на рассматриваемой площади в настоящее время выделяются с СЗ на ЮВ: Синклинальная «Зона сочленения», Кенцухе-Горбушинская антиклиналь, Срединный прогиб, Мономаховский горст, Береговой прогиб.

Дизъюнктивные структуры играют важную роль в тектонике, и ведущую — в магматизме и металлогении района. Среди них выделены разломы северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального направлений, зоны дугообразных нарушений и зоны повышенной трещиноватости (последние — в понимании И. Н. Томсона и Е. А. Радкевич). Каждая из этих групп объединяет нарушения, различные по генезису, масштабам и глубине заложения. Общей особенностью нарушений выделен-

ных типов является длительность существования и неоднократные обновления в истории геологического развития района.

Наиболее древние нарушения представлены как северо-восточными — параллельными, или кососекущими по отношению к складчатости в породах нижнего структурного этажа, так и северо-западными, поперечными к осям складчатых структур. Обычная приуроченность первых к границам разнородных свит, а вторых — к участкам перегибов шарниров складок позволяет связывать их заложение с ранними фазами складчатости (предсенонской, преддатской). И те, и другие являются крутопадающими ($75-80^\circ$); по характеру перемещений это надвиги (северо-восточные), сбросы, сбросо- и взбросо-сдвиги. Амплитуды горизонтальных и вертикальных перемещений измеряются сотнями метров. Среди северо-западных преобладают открытые нарушения.

Подвижки по северо-восточным, северо-западным и сопряженным с ними нарушениям, а также заложение новых разломов такого простирания продолжались в районе в течение палеогенового периода уже в связи с движениями в области Берегового или Восточного структурного шва. Наиболее молодые из этих перемещений происходили вдоль северо-западных нарушений, по которым установлено смещение рудных тел на полиметаллических месторождениях.

Дугообразные разломы выделены в последние годы (Остроумов, 1960₁; Соколов, 1960) и описаны как система сколовых нарушений, образующих ряд дуг, обращенных выпуклостью к северо-западу. Центры дуг лежат в пределах узкой полосы северо-восточного простирания, на материковой отмели Японского моря, радиусы дуг колеблются от 18 до 75 км, и образование их предположительно связано с действием продольных сейсмических волн при глубокофокусных землетрясениях. Время заложения определяется как начало палеогена, хотя на отдельных отрезках дугообразные разломы приспособляются к более древним нарушениям. Считается, что дугообразные разломы оказали большое влияние на размещение эндогенных проявлений — как магматических, так и рудных. В целом эти представления интересны и, по-видимому, будут развиты последующими работами.

В исследованиях последних лет в Тетюхинском районе получили развитие представления о зонах повышенной трещиноватости, введенные Е. А. Радкевич и И. Н. Томсоном (Томсон, 1960, 1962; Радкевич, 1960₂). Такие зоны «отраженных» на поверхности глубинных расколов фундамента, выявляемые часто лишь по комплексу косвенных признаков (протяженным зонам поперечных перегибов осей складок, флексуриобразных изгибов толщ, дайковым поясам и полям и т. д.), в контроле магматизма и металлогении района, очевидно, играют меньшую роль, чем нарушения, проявленные в видимом геологическом разрезе.

Примерами различных по типу крупных нарушений, контролирующих основную массу магматических проявлений района, могут служить: Нежданский дугообразный разлом, разделяющий «зону Сочленения» и Кенцухе-Горбушинскую антиклиналь, Ахобинское, Монастырское и Милаевское нарушения, ограничивающие Мономаховский горст, Северо-Западный разлом (в пределах Тетюхинского рудного поля), субмеридиональное нарушение, проходящее вдоль долины р. Ахоба и т. д.

Эндогенные рудные образования

В одной из последних сводок по металлогеническому районированию Дальнего Востока (Радкевич и др., 1962), Тетюхинский рудный район отнесен к Прибрежной металлогенической зоне Восточно-Сихотэ-Алиньской минератенической области.

Эндогенная минерализация в районе представлена полиметаллическими, реже олово-полиметаллическими, и другими типами руд.

В большинстве месторождений и рудопроявлений главными рудными минералами являются пирит, пирротин, галенит и сфалерит, второстепенными — арсенопирит, халькопирит и магнетит, реже — касситерит; список мало распространенных рудных минералов достаточно широк и включает, наряду с блеклой рудой, самородным серебром, стanniном и касситеритом, шеелит, вольфрамит, молибденит, минералы висмута, сурьмы и ртути. Кроме того, молибденит образует незначительные по масштабам самостоятельные рудопроявления.

Возраст большинства рудных проявлений предполагается верхнепалеогеновым. Установленный вертикальный диапазон распространения полиметаллического оруденения, примерно, равен 2000 м, из них промышленного оруденения в осадочных породах (нижнего структурного этажа) — до 1200 м. Глубина формирования предварительно оценивается для скарновых и скарново-полиметаллических руд от 1000 — 1700 до 2300 м; для гидротермальных полиметаллических и оловянно-полиметаллических от 300 — 850 м до 1200—2000 м, для кварцево-молибденитовой и рассеянной полиметаллической минерализации во вторичных кварцитах 100—300 м.

На хорошо вскрытых рудных телах установлены проявления вертикальной зональности. Выражается это, в основном, в изменении минералогического состава рудных тел — с глубиной увеличивается количество силикатных и падает количество сульфидных минералов. Содержание арсенопирита и пирротина, по сравнению с галенитом и сфалеритом, также возрастает, увеличивается содержание висмута в галените и т. д.

В размещении эндогенной минерализации главную роль играют структурные и литологические факторы. Так, скарновые и

скарново-гидротермальные рудопроявления приурочены к известнякам Тетюхинской свиты и локализуются вдоль контактов известняков и известковых брекчий с алюмосиликатными породами. Полиметаллические и олово-полиметаллические гидротермальные руды установлены в терригенных, эффузивных и интрузивных породах, причем какой-либо зависимости характера оруденения от состава вмещающих пород в последнем случае не наблюдается.

Роль складчатых структур заключается в том, что большая часть известных месторождений приурочена к приподнятым участкам мезозойской Кинцухе-Горбушинской антиклинали. Важное рудоконтролирующее значение имеют приподнятые тектонические блоки, и участки воздымания антиклинальных складок 2—3 порядков.

Несравненно большее значение как в размещении месторождений, так и в локализации рудных тел имеют разрывные нарушения, что многократно отмечалось всеми исследователями района. В последнее время (в частности, работами автора) выявлена существенная рудоконтролирующая роль вулкано-тектонических структур — локальных грабенов обрушения, зон развития аппаратов центрального типа и т. д.

Работы последних лет доказали справедливость предположений о важной экранирующей роли покровов кислых эффузивов, высказанных в начале 30-х годов первыми исследователями района — В. В. Купер-Кониным, В. С. Булыго и впоследствии — Г. П. Воляровичем. В настоящее время такие участки, где под покровами эффузивов ожидаются благоприятные литологические горизонты, а на поверхности отмечены признаки оруденения, рассматриваются как первоочередные для поисков скрытых рудных тел.

ГЕОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ТЕТЮХИНСКОГО РАЙОНА

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ РАЙОНА

Магматические породы Тетюхинского района впервые были расчленены в 1932 г. Г. П. Воларовичем.

В тридцатые годы изверженные породы Тетюхинского района изучались О. А. Гвоздицким и В. С. Булыго. Последний пришел к выводу о тесной связи гранит-порфировых интрузий с эффузивами, и об их металлоносности, а также о распространении на глубине нескрытых эрозией гранитных батолитов. С именем В. С. Булыго связаны представления о распространении в районе (в частности, на Светлом отводе) своеобразных глыбовых фаций пород, состоящих из крупных (до сотен метров) отторженцев осадочных пород в эффузивном цементе. В этот же период С. Г. Игнатьев подразделил дайки основного состава, широко распространенные в Тетюхинском районе, на дайки — аналоги андезитов и специфические, не связанные с эффузивами дайки «Синанчинского типа», тесно ассоциированные с оруденением, а также высказал предположение о жерловой природе глыбовых туфобрекчий, развитых в бассейне Б. Синанчи.

Наиболее детально по сравнению с предыдущими исследователями вопросы эффузивного магматизма района рассмотрел И. И. Берсенева (1956).

Из сопоставления многочисленных разрезов кислых эффузивов верхнемелового палеоценового возраста (Ольгинской серии) в районе И. И. Берсенева сделал вывод, что детальное расчленение этого комплекса возможно лишь на ограниченных площадях (200 — 300 км²), так как отдельные покровы по простиранию быстро выклиниваются, или меняют свой характер. Ольгинские эффузивы, по данным И. И. Берсенева, имеют общую мощность до 2000 м и залегают в брахисинклинальных складках, поперечником 15—20 км (или с резко сокращенной мощностью перекрывают

брахиантиклинали), причем для всей толщи характерен переход от широко распространенных выбросов пирокластов к локальным излияниям лав и туфолав. Этот же автор установил, что в Тетюхинском районе самаргинские андезиты (верхний палеоцен — нижний эоцен) слагают ряд покровов, мощностью 120—140 м и площадью 25—50 км². Для третичных кислых эффузивов он считал наиболее справедливой стратиграфическую схему М. А. Фаворской; при этом к среднему эоцену И. И. Берсенов отнес толщу кислых покровов, слагающих вершины и склоны гор главного водораздела к югу от поселка Краспореченск. В результате работ Р. Е. Остроумова в 1950—1952 гг. схема подразделения эффузивов, данная И. И. Берсеновым, в общих чертах сохранилась.

При проведении тематических работ на побережье Японского моря в 1953—1956 гг. Е. В. Быковская подразделила толщу Ольгинских кварцевых порфиров на три свиты: кисинскую (сенон), арзамасовскую (верхний сенон) и монастырскую, определив их мощности, соответственно, в 1500, 350 и 800 м. В качестве отличительных для этих свит ею были приведены следующие признаки (Быковская, Подгорная, 1959; Быковская, 1960): 1) для кисинской преобладание туфов и туфолав кварцевых порфиров, зеленоватые и серые тона окраски, плотность, сильный кливаж пород, интенсивные гидротермальные изменения, подчиненное, по сравнению с плагноклазами, содержание калишпата; 2) для арзамасовской сложный состав, обусловленный фациальными изменениями по простиранию, участие в ее составе нормально-осадочных и перетолженных вулканогенных пород и эффузивов среднего состава, ритмичность в строении толщи, обилие растительного детрита; 3) для монастырской преобладание светлых туфов и туфолав кварцевых порфиров, наличие во вмещающих крупного кварца, биотита и обильного калишпата, наибольшее разнообразие акцессорных минералов и элементов-примесей. Е. В. Быковская подчеркивала увеличение содержания кремнекислоты и щелочей в процессе эволюции верхнемеловых эффузивов, а также несколько обособленный фациальный и петрографический характер арзамасовской свиты.

Впоследствии схема, предложенная Е. В. Быковской, была использована при расчленении эффузивов центральной части Тетюхинского района. В. А. Сапожниковым и Р. Е. Остроумовым в сводном разрезе верхнемеловых эффузивов выделены:

- 1) толща эффузивов среднего состава — представленная лавами и туфами андезитовых порфиритов, слоистыми туфами, туффидами, туфами кварцевых порфиров; максимальная мощность толщи 600—800 м, возраст определен как средний сеноман;
- 2) кисинская свита представлена туфами и туфобрекчиями кварцевых порфиров, реже лавами кварцевых порфиров; мощность 500—1500 м, возраст — верхне-сенонский;
- 3) арзамасовская весьма пестрая по составу и фациальному облику, характеризующаяся

широким развитием слоистых туфов кислого состава, туфоконгломератов, туфоалевролитов с обильными остатками растительного детрита; отмечены потоки и пластовые залежи фельзитов, дацитовых и андезитовых порфиритов, максимальная мощность 1400 м, возраст сенон-датский; 4) монастырская, сложенная туфами, туфобрекчиями кварцевых порфиров, реже туфоконгломератами, глыбовыми туфобрекчиями, туффитами и алевролитами, мощность по 1000 м, возраст датский.

К палеогеновым образованиям этими авторами отнесены свиты: 5) самаргинская, представленная андезитами палеоценового возраста и 6) брусилловская свита липаритов олигоценового возраста.

Интрузивные образования района Р. Е. Остроумов и В. А. Сапожников подразделили следующим образом:

1) дайки диабазовых порфиритов — корни пластовых залежей диабазов в составе мезозойских свит; 2) интрузии первой фазы палеогенового комплекса — габбро и кварцевые габбро, диориты и кварцевые диориты, микродиориты, гранодиориты, дайки и некки андезитовых порфиритов. Все эти образования авторы относят к субвулканическим и гипабиссальным аналогам андезитов самаргинской свиты; 3) интрузии второй фазы палеогенового комплекса — граниты, гранит-порфиры, липаритовые порфиры (дайки и некки). Рассматриваются они как гипабиссальные и субвулканические аналоги липаритов нижней части разреза брусилловской свиты; 4) дайки фельзитовых и дацитовых порфиров — корни эффузивов верхней части разреза брусилловской свиты; 5) комплекс малых интрузий, представленный дайками диабазовых, диоритовых и андезитовых порфиритов.

Авторы подчеркивают тесную генетическую связь и параллелизм в развитии всех эффузивных и интрузивных образований района, и считают их производными единого магматического очага, в пределах которого магма в течение палеоцена-олигоцена претерпела эволюцию от основной до кислой.

Приведенное подразделение верхнемеловых отложений на значительной части площади было произведено без достаточных геологических данных, а лишь на основании литологических сопоставлений. Кроме того, материалы по распределению отдельных свит на площади, приведенные самими авторами, отчетливо показывают, что состав и облик пород в большей степени связан с их фаціальным характером, чем со стратиграфическим положением, и что, в частности, упомянутый сводный разрез для центральной части района (бассейны рек Тетюхе, Прямой, Кривой, Ахобэ) непригоден.

Действительно, и сенонские порфириты (нижняя свита), и мощные толщи слоистых туфов и туфогенно-осадочных пород развиты в зонах, пограничных с Главным синклиниорием Сихотэ-Алиня, и отсутствуют или резко выклиниваются на территории

района, приуроченной к Прибрежному антиклинальному поднятию.

Многие исследователи, единодушные в критическом отношении к предложенной схеме (И. И. Берсенев, О. П. Бородин, А. И. Бурдэ, Б. А. Соколов, Р. И. Соколов и автор), считают, что расчленение верхнемеловых эффузивов Тетюхинского района может быть произведено только на основе детального палеовулканологического анализа.

Подразделение интрузивных образований, произведенное Р. Е. Остроумовым и представления о соотношении интрузий с определенными типами эффузивов, представляются несколько упрощенными, т. к. по существу, внутри каждой из таких групп объединены породы различного генезиса.

В результате специальных исследований, проведенных в 1958—1960 гг. и в 1962 г., автор пришел к выводу о необходимости внести существенные поправки в подразделение изверженных пород Тетюхинского района.

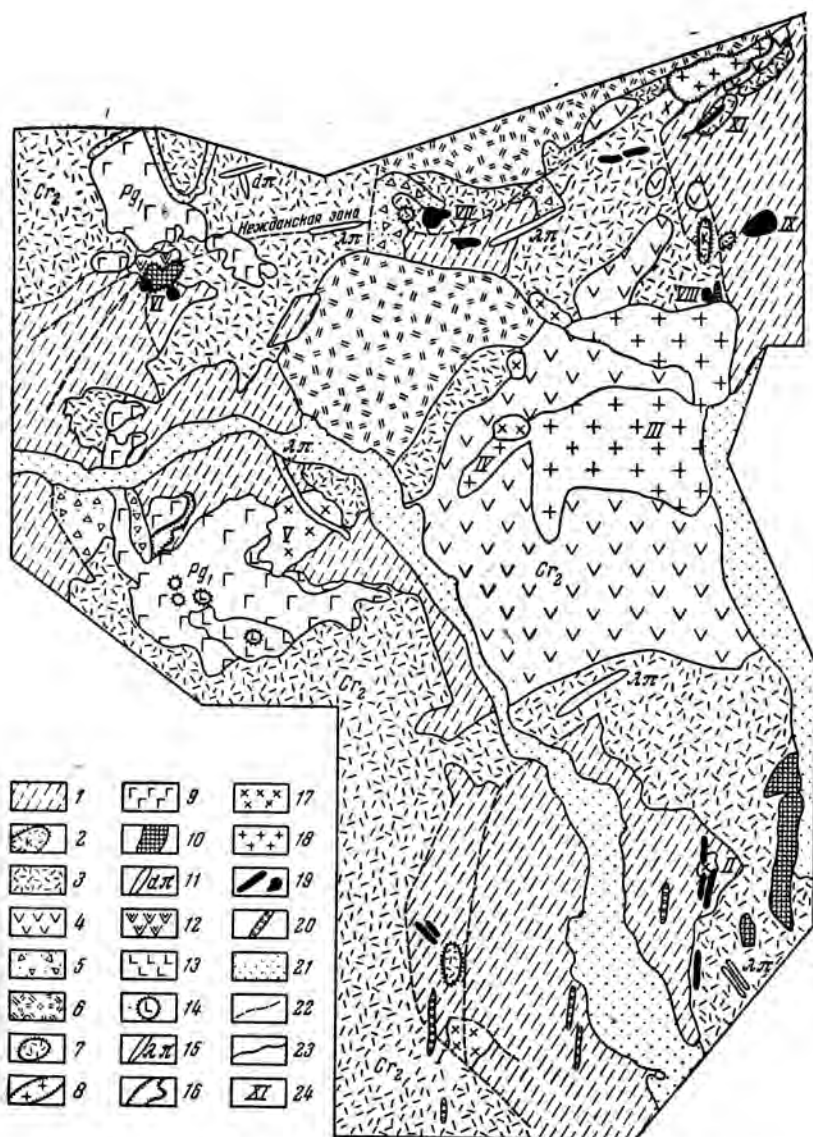
На фиг. 2 приведена схема геологического строения Тетюхинского района, составленная автором с использованием материалов Р. Е. Остроумова, О. П. Бородина, А. Н. Седых и М. Ф. Пальгуевой, а на фиг. 3 — схема подразделения изверженных пород района.

Так, верхнемеловую Ольгинскую или Приморскую серию кислых эффузивов в центральной части Тетюхинского района нельзя пока с достаточным основанием разделить на свиты, так как отдельные петрографические разновидности эффузивов связаны фациальными переходами, а типы разрезов чаще определяются особенностями локальных извержений, чем общим стратиграфическим положением разрезов.

Среди кислых эффузивов (плагиолипаритов и фельзит-порфиров) палеогена, более молодых, чем андезиты самаргинской свиты, установлены образования, тесно ассоциированные с андезитами по возрасту и структурному положению, а иногда и связанные с андезитами постепенными переходами. Такие образования, по аналогии с соседними районами, отнесены к богопольской свите палеоцен-эоценового возраста.

Все распространенные на изученной площади эффузивы на основе особенностей пространственного размещения, минерального состава, химизма и элементов-примесей могут быть подразделены на два формационных типа андезито-липаритовый и липарит-гранитный. К первому относятся породы самаргинской, богопольской и (по-видимому, частично) брусилловской свит, ко второму — породы Ольгинской серии и гранитоиды. Предполагается, что источники расплавов связаны с различными уровнями спалического слоя.

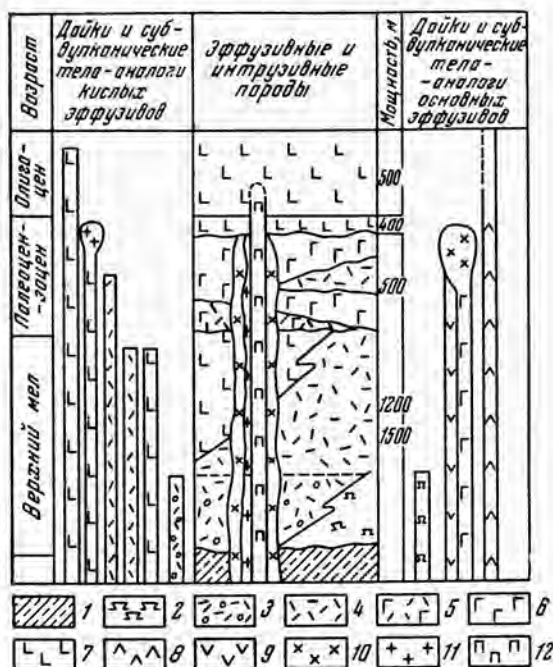
Интрузивные породы района представлены, во-первых, генетически связанными с эффузивами обоих формационных типов образованиями — некками, дайками, и более крупными (до первых



Фиг. 2. Схема геологического строения центральной части Тетухинского района

1 — осадочные отложения Т₂ — Сг₁; 2 — каналы излияний микроклиновых порфиров Сг₂; 3 — кварцевые порфиры и их туфы Сг₂; 4 — полевошпатовые порфиры и их туфы Сг₂; 5 — глыбовые туфобрекчии Сг₂ — Рг₁; 6 — фельзит-порфиры (плаггиолипариты) и их туфы Сг₂ — Рг₁; 7 — каналы излияния кислых эффузивов Сг₂ — Рг₁; 8 — субвулканические тела — аналоги кислых эффузивов Сг₂ — Рг₁; 9 — Андезиты самаргинской свиты Рг₁; 10 — диориты, диорит-порфиры, габбро — субвулканические аналоги самаргинских андезитов; 11 — дайки андезитов; 12 — дациты и андезиодациты Рг₁; 13 — липариты богоспольские Рг₂; 14 — каналы излияния липаритов Рг₂; 15 — дайки липаритов; 16 — субвулканические тела липаритов и гранофиров; 17 — гранитоиды повышенной основности (I фаза Рг₂); 18 — граниты и гранофиров (II фаза); 19 — гранит-порфиры (III фаза); 20 — диоритовые и диабазовые порфиры — дайки рудных полей; 21 — аллювий; 22 — нарушения; 23 — геологические границы; 24 — интрузии: I — г. Прямая; II — Ахобинский, III — Араратский, IV — кл. Третий, V — 27-й, кл. VI — кл. Сурьянский, VII — кл. Довгалецкий, VIII — кл. Контактный, IX — падь Заветная, X — кл. Аликовский, XI — дайки верховьев р. Ахоба

километров в поперечнике) сложной формы субвулканическими телами. Наряду с этим, широко распространены мелкие приповерхностные интрузии гранитного типа и единичные многофазные



Фиг. 3. Схема возрастного и генетического подразделения изверженных пород Тетюхинского района

1 — осадочные породы Мз; 2 — порфиристы; 3 — туфобрекчии кварцевых порфиров; 4 — туфы и лавы кварцевых порфиров; 5 — «Смешанные» туфы и туфобрекчии; 6 — андезиты; 7 — липариты; 8 — базальты; 9 — дациты; 10 — диориты, габбро, диорит-порфиры, кварцевые диориты; 11 — граниты, гранофиры, гранит-порфиры; 12 — послегранитные дайки порфиров

гранитоидные интрузивы, по объему и глубине застывания сравнимые с интрузиями малых глубин. И те, и другие сопровождаются свитами даек повышенной основности. Интрузии последних двух типов относятся к «Приморским гранитоидам» и, по-видимому, парагенетически связаны с эффузивами Ольгинской серии.

Размещение субвулканических и интрузивных пород контролируется дизъюнктивными нарушениями.

Магматические проявления, различные по составу и фациальному характеру, тесно связаны в пространстве и времени, и расшифровка их соотношений часто оказывается весьма сложной.

ГЕОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ РАЗЛИЧНЫХ УЧАСТКОВ ТЕТЮХИНСКОГО РАЙОНА

Приводим характеристику структурного положения и описание возрастных и пространственных соотношений верхнемеловых-третичных магматических пород центральной части Тетюхинского района.

Автор вынужден ограничиться описанием наиболее типичных соотношений магматических пород. Для этого выбраны участки: 1) Николаевский, 2) Светлого отвода — горы Солонцовой, 3) 27-го ключа, 4) Довгалеvский, 5) верховьев р. Ахоба, 6) Ахобинский и 7) Пади Прямой, практически исчерпывающие главные узлы развития изверженных пород. Все эти участки расположены в пределах Прибрежного Антиклинального поднятия и приурочены к области замыкания и погружения этой крупной структуры.

При описании использованы материалы детальных геологических съемок, завершенных к настоящему времени на большинстве участков О. П. Бородиным, В. П. Василенко, А. Н. Седых и другими исследователями. Однако сложность магматической обстановки потребовала специального изучения магматических пород. Результаты этого изучения, проведенного автором, и легли в основу настоящей работы.

Изучение домеловых диабаз-порфиров автором не производилось.

Верховья р. Ахоб

Рассматриваемый участок ограничен с востока долиной р. Ахоб и ее левого притока — пади Заветной, с севера — верховьями правых притоков р. Б. Синанчи, а с запада соприкасается с Довгалеvским участком. Он принадлежит к зоне замыкания Прибрежного антиклинального поднятия.

Участок интересен широким распространением разнообразных фациальных разновидностей верхнемеловых кварцевых порфиров Ольгинской толщи, и их интрузивных аналогов.

Кислые эффузивы здесь залегают на интенсивно дислоцированных терригенных породах валанжина, выходы которых прослеживаются вдоль восточных и южных границ участка (долины ключей Каменистого и Медвежьего — левых притоков р. Ахоб, водораздел падей Медвежьей и Арцевской и т. д.).

Осадочные породы представлены валанжинской флишовой толщей, сложенной чередованием мелко- и среднезернистых кварцевых и аркозовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с тонкоплитчатой отдельностью. Отложения смяты в крутые складки северо-восточного простирания; амплитуды складок измеряются долями километра, длина — первыми километрами; углы падения

на крыльях достигают 80—85°; характерны как прямые, так и опрокинутые залегания.

Верхнемеловые эффузивы залегают на осадочных отложениях с резким несогласием. По времени образования они могут быть подразделены на следующие группы (от древних к молодым): 1) микроклиновые кварцевые порфиры (покровы, некки и дайки); 2) мощная толща чередующихся туфов и спекшихся туфов кварцевых порфиров, а также лав и туфолав дацитов и их субвулканические аналоги, представленные штоками и дайками гранит-порфиров и дацитов.

Представители более поздних, палеогеновых эффузивных формаций — андезиты, плагиолипариты и базальты распространены в верховьях р. Ахобэ незначительно и притом лишь в виде даек.

Гораздо более широко развиты на этой площади интрузивы и дайки гранит-порфиров и гранофиов, которые на основании ряда признаков рассматриваются, как интрузивные дифференциаты кислых эффузивов Ольгинской серии.

Ниже приведено краткое описание условий залегания и соотношений перечисленных образований.

Микроклиновые кварцевые порфиры занимают незначительную (до 2 км в поперечнике) площадь в долине р. Ахобэ, к югу от устья кл. Лучистого. Они наблюдаются в коренных обнажениях и в высыпках в нижних частях склонов, представлены белыми и желтоватыми туфами и голубовато-серыми и бурыми лавами. Вверх по разрезу туфы микроклиновых порфиров сменяются толщей чередующихся туфов кварцевых порфиров и туфолав дацитов, в которых туфы и лавы микроклиновых порфиров содержатся уже в виде включений.

К ареалу распространения микроклиновых кварцевых порфиров приурочена цепочка экструзий аналогичного состава, вытянутых в меридиональном направлении.

Одна из таких экструзий обнажена на гребне левого борта р. Ахобэ, близ вершины Скалистой и представляет собою хорошо выраженный в рельефе холм (примерно 500 м в поперечнике и высотой 30 м). Породы экструзии — лавобрекчии белых фарфоровидных, неравномерно ожелезненных гранит-порфиров в цементе флюидалных фельзит-порфиров аналогичного состава. У границ некка фельзит-порфиры приобретают более темный цвет и стекловатый облик.

Выходы лавобрекчий гранит-порфиров и фельзит-порфиров, образующие крутые скальные уступы, прослежены к югу до нижней части склона левого борта р. Ахобэ.

Вверх по разрезу (на южном склоне горы Скалистой) лавобрекчии гранит-порфиров перекрыты породами средней части разреза Ольгинской толщи — зеленоватыми туфами кварцевых порфиров и коричневыми туфолами дацитов. Туфы кварцевых

порфиров и туфолавы дацитов содержат на этом участке многочисленные ксенолиты белых фарфоровидных гранит-порфиров.

И севернее, и южнее в обрывах склона выходы белых лавобрекчий и туфов резко сменяются выходами зеленых туфов и туфолав кварцевых порфиров. Хотя непосредственные контакты и не сохранились, очертания выходов свидетельствуют о вертикальной форме тела, сложенного лавобрекчиями белых гранит-порфиров.

Южнее описанного нека, в русле и правом борту р. Ахобэ (река здесь делает резкий изгиб следуя, по-видимому, вдоль меридионального нарушения) наблюдаются скальные выходы аналогичных по составу, голубовато-серых лавобрекчий микроклиновых кварцевых порфиров — гранит-порфиров. В русле выходы лавобрекчий образуют скальные останцы, отделенные глубокими промоинами от окружающих выходов обычных туфов кварцевых порфиров, а в борту прослеживаются в виде изолированного крутого гробешка на 150—200 м по вертикали. Выше по склону выходы лавоагломератов микроклиновых порфиров сменяются высыпками кислых туфов и туфобрекчий, содержащих голубоватые микроклиновые порфиры в виде включений.

На этой же площади среди осадочных пород валанжина установлена серия крутопадающих даек северо-восточного простирания, сложенных лавами и кристалловитрокластическими туфами микроклиновых порфиров.

Можно полагать, что наблюдаемая на ограниченной площади ассоциация покровов, даек и экструзий микроклиновых порфиров связана с деятельностью локального вулканического центра на ранних стадиях развития верхнемелового вулканизма.

Туфы кварцевых порфиров, туфы и туфолавы дацитов. Мощная эффузивная толща, в разрезе которой чередуются указанные породы, весьма типична для всего района и почти целиком слагает описываемый участок. Породы в составе толщи представлены зеленовато-серыми, реже бурыми, лиловатыми, или светло-серыми псаммитовыми туфами кварцевых порфиров, содержащими в обломочной части, наряду с обильными включениями кварца и белых полевых шпатов, также обломки разнообразных осадочных и эффузивных пород. Местами для этих туфов характерны сплюснутые и ориентированные включения хлоритизированного стекла, придающие туфам сходство с игнимбритами. Реже в составе толщи наблюдаются лавы с минерализованными литофизами. На небольших площадях установлены глыбовые разности этих туфов, особенностью которых является обилие крупных (до 1 м и более) включений разнообразных осадочных пород в туфогенном цементе (верховья кл. Каменистого, водораздел рек Ахобэ и Б. Синанчи, устье кл. Контактного). Зеленовато-серые туфы кварцевых порфиров нередко чередуются в разрезе с флюидальными дацитами. Переходы осуществляются обычно постепенно, реже весьма резко.

Характерной чертой дацитов является их плотная флюидальная основная масса, коричневая в свежих и зеленовато-бурая в измененных разностях. На фоне этой массы отчетливо выделяются белые таблитчатые вкрапленники плагиоклазов, и черные кристаллы роговой обманки. Обычны также линзочки раскристаллизованного стекла, вытянутые вдоль флюидалности.

Количественные соотношения и положение в разрезе двух этих главных разновидностей эффузивов изменчивы, но в целом дациты относятся к верхам разреза. Кроме того, роль дацитов и дацитовых порфиритов в разрезе заметно возрастает по направлению с северо-востока на юго-запад, т. е. в этом направлении происходит заметное фациальное изменение толщи. Так, на левобережье р. Ахобэ дациты образуют изолированные покровы в верхних частях гребней (водораздел рек Ахобэ — Каменистой, вершина Скалистая, водораздел рек Ахобэ — Б. Синанчи), на правом борту долины Ахобэ они почти целиком слагают водораздел ключей Долгова и Лучистого, еще шире распространяясь к юго-западу от Араратского интрузива — на водоразделе рек Ахобэ, Довгалеvской и Поповщины. На перечисленных участках дациты и близкие к ним породы отчетливо распознаются, однако картирование их часто затруднено неоднократным чередованием в разрезе с кварцевыми порфирами, развитием переходных разностей или сильными вторичными изменениями.

Вверх по разрезу коричневые и зеленовато-бурые дациты сменяются светлыми туфами и мелкообломочными туфобрекчиями кварцевых порфиров (вершина Правой Ахобэ — 714,9 м). Эти породы, относящиеся к верхам верхнемелового разреза, на рассматриваемом участке распространены локально.

Глыбовые туфобрекчии, отличающиеся от окружающих туфов обилием несортированных включений разнообразных осадочных и эффузивных пород, представляют собой, по-видимому, околожерловую фацию. Интересно отметить, что на описываемой площади участки их распространения (водораздел рек Ахобэ и Б. Синанчи, самые верховья кл. Каменистого — левого верхнего истока Ахобэ, а также нижняя часть правого борта р. Ахобэ, к югу от устья кл. Лучистого), вытянуты в виде прерывистой меридиональной зоны. С обычными туфами кварцевых порфиров глыбовые туфобрекчии на этих участках связаны постепенными переходами. Гораздо шире эти породы распространены западнее, на Довгалеvском участке, их детальное описание дано на стр. 37.

У восточных границ описываемой толщи туфов, а также среди более древних осадочных пород, известен ряд даек и неправильных интрузивных тел, отнесенных к субвулканическим разностям ольгинских кварцевых порфиров. Наиболее крупным из них является Аликковский интрузив.

Аликковский интрузив представляет собою трещинную интрузию, площадью примерно 4 км², приуроченную к гребню водораз-

дела рек Ахобэ и Б. Синапча. Массив сложен однородными зеленовато-серыми гранит-порфирами, с идиоморфными вкраплениями кварца до 5—8 мм и полевых шпатов — до 10 мм в поперечнике; в эндоконтактах породы переходят во флюидальные зеленовато-серые лавы кварцевых порфиров. К западу от массива, на его продолжении, установлен ряд субширотных туфовых даек (породы даек макроскопически неотличимы от кварцевых порфиров в эндоконтактах интрузии, но под микроскопом обнаруживают витрокластическую структуру).

Гранит-порфиры имеют активные контакты с туфами кварцевых и полевошпатовых порфиров нижних горизонтов Ольгинской толщи, и с аркозовыми песчаниками валанжина (?).

У южной границы интрузива, в верховьях р. Каменистой, туфы и туфобрекчии кварцевых порфиров смяты в узкие складки северо-восточного простирания, с углами падения на крыльях до 80°. Такие интенсивные дислокации, по-видимому, связаны с движениями в субширотной ослабленной зоне в период, предшествовавший внедрению гранит-порфиров Аликовского интрузива. На связь с системой субширотных нарушений указывают и характерные ступенчатые очертания южной границы массива. Характер нижней возрастной границы, петрографический и химический состав позволяют, казалось бы, сопоставлять Аликовские гранит-порфиры с широко распространенными эоценовыми гранит-порфирами формации «Приморских гранитоидов». Однако такие признаки, как слабые аутометасоматические и экзоконтактовые изменения пород и особенности набора элементов-примесей заставляют считать Аликовский интрузив производным недифференцированного очага кислой магмы, и рассматривать его, как субвулканический аналог распространенных на участке верхнемеловых эффузивов.

Как показывает изучение вещественного состава — такова же природа и ряда даек кварцевых порфиров — гранит-порфиров на этом участке. Часть таких даек, возможно, внедрилась вдоль трещинных каналов извержений ольгинских туфов.

Наряду с трещинными, для этой толщи известны также вулканические аппараты центрального типа. Так, крупный канал излияния кварцевых порфиров в долине р. Ахобэ, впервые описанный Р. Е. Остроумовым в 1950 г., расположен между устьями ручьев Каменистого и Лучистого, примерно в 1 км ниже первого, и устанавливается по коренным выходам крупнообломочных лавобрекчий, сложенных зелеными, серыми, вишневыми и лиловатыми обломками лав кварцевых порфиров, в зеленоватом цементе аналогичного состава. Лавобрекчии обнажены в крутых скалах, на протяжении около 300 м, в русле и на левом борту р. Ахобэ и отделены промоинами от окружающих выходов туфов и туфобрекчий такого же состава. По ориентировке включений в туфах, и флюидалности в прослоях дацитовых лав, удастся видеть, что

падение эффузивных толщ направлено от жерла, а углы падения, достаточно крутые вначале, по мере удаления от жерла выпадают. Так, эффузивы близ устья р. Каменистой залегают с азимутом падения $300 < 45^\circ$, а уже в 1 км выше по реке с азимутом падения $320 < 25^\circ$ до 20° .

Опысываемое жерло тесно связано в пространстве с экструзиями более ранних микроклиновых порфиров, поэтому можно предполагать длительное существование верхнемелового центра вулканической активности близ устья кл. Лучистого.

Существование еще более крупного вулканического центра можно предполагать на водоразделе кл. Каменистого с левыми притоками р. Б. Синанчи, по таким признакам, как широкое распространение глыбовых туфобрекчий кварцевых порфиров и наличие крупного трещинного субвулканического Аликовского интрузива.

Среди пород более молодых, чем верхнемеловые кварцевые порфиры Ольгинской толщи, на участке установлены: *андезиты, дациты и плагиолипариты*. Небольшой, до 150 м в поперечнике шток дацитов и андезито-дацитов, и дайка андезитов, вытянутые в меридиональном направлении, наблюдаются в левом борту кл. Контактного (правого притока р. Ахоба), соответственно в 200 м и 600 м выше его устья. Шток и дайка пересекают и метаморфизуют верхнемеловые туфы кварцевых порфиров. По сходству расположения и вещественного состава, эти тела следует относить к северному окончанию зоны развития субвулканических аналогов самаргинских андезитов, которая южнее прослеживается в виде серии мощных субмеридиональных даек до самого побережья Японского моря (дайки Шубинская, Турчаниновская, Лидовская и др.).

Плагиолипариты представлены свитами даек небольшой (1,5—5 м) мощности; простираются даек у северной границы участка субширотное (водораздел рек Ахоба — Каменистой) и более разнообразное — северо-западное до северо-восточного — на юге участка.

Плагиолипариты представлены светлыми — желтоватыми, кремовыми, серыми, реже розовыми, тонкозернистыми породами с ориентированными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклазов, в эндоконтактах обычны флюидалные текстуры. Дайки плагиолипаритов имеют активные контакты со всеми описанными выше вулканогенными породами. По формам проявления, облику и вещественному составу пород они хорошо сопоставляются с палеогеновыми плагиолипаритами, которые будут детально охарактеризованы при описании участка Довгалецкого поля. В отдельных частных случаях, благодаря внешнему сходству, в эту группу могут быть ошибочно отнесены дайки — корни покровов полевошпатовых порфиров (дацитов), или краевые, лишенные кварца части трещинных интрузий гранит-порфиров.

На участке встречены единичные маломощные дайки андезито-базальтов, слабо прослеженные по простираанию. Автору известно лишь три выхода этих пород: на гребне северного борта кл. Контактного и на водоразделе истоков р. Каменистой. Во всех этих точках наблюдаются высыпки тонкозернистых темно-серых основных эффузивов с шаровой отдельностью. Андезито-базальты прорывают верхнемеловые эффузивы, и по вещественному составу хорошо сопоставляются с послерудными дайками других участков.

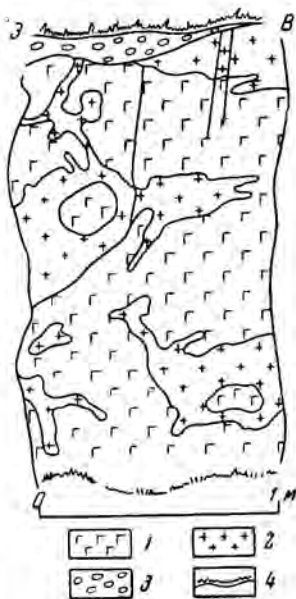
Интрузивные породы верховьев Ахобэ представлены многочисленными приповерхностными интрузиями гранит-порфиров, имеющими форму штоков и даек, а также Араратским гранитным массивом.

Араратский интрузив — самый крупный в районе — расположен в приустьевой части р. Довгалеvской, правого притока р. Ахобэ. Интрузив прорывает верхнемеловую толщу туфов кварцевых порфиров, лав и туфов полевошпатовых порфиров.

Выходы гранитов на поверхность занимают площадь около 20 км². Аналогичные гранофировые граниты обнажены в приустьевых частях долин ключа Третьего и р. Довгалеvской. Это свидетельствует о том, что массив слабо эродирован, а истинные его размеры значительно больше.

О пологом погружении массива свидетельствует и относительно широкий (до полукилометра) ореол ороговикования в эффузивах кровли.

В отдельных участках устанавливаются интрузивные контакты гранитов Араратского интрузива с андезитами, предположительно, самаргинскими. Так, в обнажениях левого борта р. Довгалеvской, в 2,5 км ниже устья кл. Извилистого, граниты переполнены крупными, в различной степени переработанными ксенолитами. Наименее переработанные ксенолиты, и отдельные участки кровли (фиг. 4) представлены плотными темно-зелеными неравномерно измененными андезитами; сильно измененные ксенолиты, как обычно, приобретают диоритовый и гранодиоритовый состав, для них характерны порфиробласты кварца и калиевого полевого шпата, гнезда и прожилки гранитного материала. В этом же обнажении можно наблюдать дайку менее



Фиг. 4. Участок контакта Араратских гранитов с андезитами (вертикальная стенка)

1 — андезиты; 2 — граниты;
3 — почвенный слой; 4 — за-
дернованные участки

измененных андезитов в туфах кварцевых порфиров и граниты, внедрившиеся вдоль контакта дайки с туфами. Поскольку выходы андезитов и их ксенолиты в гранитах локализованы в узкой зоне, протяжением в несколько десятков метров, можно полагать, что при внедрении гранитов была переработана небольшая дайка андезитов. В. А. Сапожников отмечает осветление диорит-порфиров крупной дайки кл. Третьего в контакте с гранофирами интрузива.

Близкие соотношения наблюдаются у восточного контакта интрузива — в бортах кл. Скального, где в 15 м от контакта гранитов, среди сильно ороговикованных алевролитов, наблюдается меридиональная дайка заметно эпидотизированных андезитов.

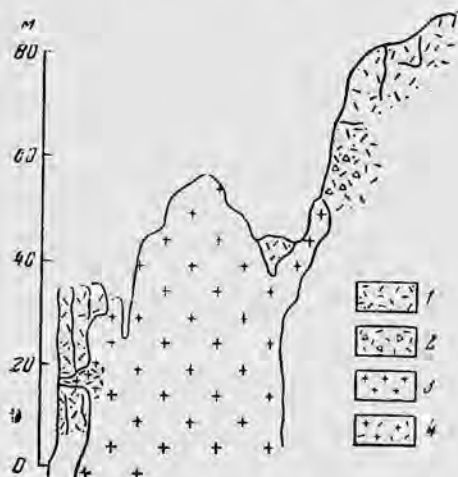
Внутреннее строение массива достаточно однородно. Породы главной интрузивной фации представлены лейкократовыми гранитами, наиболее характерной особенностью которых является резкое изменение структуры с глубиной. Если в прирусловых обнажениях граниты представлены мелко- и даже среднезернистыми разностями, то в 300—400 м выше, на вершинах водоразделов, они уже настолько тонкозернисты, что местами с трудом отличимы от кварцевых порфиров. В составе массива преобладают тонкозернистые, часто миаролитовые гранофиры. Резко подчиненную роль играют контаминированные породы фации эндоконтакта. Отличительными особенностями этих пород являются — повышенные содержания плагиоклаза и цветных минералов, и крайняя неоднородность облика — переходы от порфировидных к равнозернистым структурам, чередование участков, обогащенных и обедненных цветными минералами, обилие шпиров, ксенолитов и т. д. Контаминированные породы отмечены в упомянутых обнажениях левого борта р. Довгалеvской, а также на гребне водораздела р. Довгалеvской и ее правого притока — кл. Каменистого, где породами кровли гранитов служат дацитовые лавы.

Жильные породы в связи с гранитами Араратского интрузива практически не развиты. В западной части массива известен ряд протяженных даек липаритов, однако эти дайки скорее являются представителями более поздней, регионально развитой фазы гранит-порфиров, чем собственно жильными дериватами Араратских гранитов.

Гранит-порфиры в верховьях р. Ахобэ образуют многочисленные мелкие тела, пересекающие и интенсивно метаморфизующие как осадочные породы нижнего мела, так и верхнемеловые эффузивы.

Свита даек гранит-порфиров отмечена на водоразделе ключей Подпилорамского-Каменистого. Дайки имеют субширотное до северо-восточного простирание, небольшую мощность (1—2, до 10 м) и сложены розовато-желтыми и серыми тонкозернистыми породами с крупными порфировыми выделениями кварца и поле-

вых шпатов. В эндоконтактах даек часто отмечается флюидальная текстура пород. Пачка аналогичных по составу даек, но уже субмеридионального и северо-западного простираний, известна южнее, в бассейне кл. Жильного. Породы кровли близ даек интенсивно окварцованы и содержат гнезда биотита, хлорита, галенита и сфалерита.



Фиг. 5. Шток гранит-порфиров кл. Контактного (разрез)

1 — туфы кварцевых порфиров Cg_2 ; 2 — туфобрекчии кварцевых порфиров Cg_2 ; 3 — гранит-порфиры Pg ; 4 — брекчия тонкозернистых гранит-порфиров

Примерами более крупных тел гранит-порфиров являются штоки кл. Контактного и пади Заветной.

а) Шток кл. Контактного расположен в левом борту этого ключа (близ северного контакта Араратской интрузии), в 500 м выше его устья. Площадь выходов гранит-порфиров примерно 100×50 м; породы штока прорывают и метаморфизуют серые туфы и туфобрекчии кварцевых порфиров, местами проникая в них малоомощными пологими апофизами (фиг. 5). Поблизости от штока, в русле кл. Контактного, вскрыта крутопадающая эруптивная зона, заполненная брекчией кислых туфов, сцементированных лавой, а местами витрокластическим туфом, аналогичным по составу гранит-порфирам.

Гранит-порфиры представлены светло-серой до желтовато-белой, плотной фарфоровидной породой с крупными (5—6 мм) порфировыми выделениями кварца и полевых шпатов. В эндоконтактах штока развиты породы типа лавобрекчий, состоящие

на неоднородных по размерам обломков гранит-порфиров, погруженных в резко подчиненный по объему цемент аналогичного состава, но более тонкозернистый.

Гранит-порфиры штока и их лавовые и туфовые аналоги в эруптивных зонах, а также породы кровли в этих участках неравномерно окварцованы и серицитизированы.

б) Интрузив пади Заветной, расположенный на водоразделе ключей Заветного и Медвежьего (левых верхних притоков р. Ахобэ), занимает площадь около $0,7 \text{ км}^2$ и, судя по очертаниям, представлен штоком, вытянутым в северо-восточном направлении. Вмещающими породами служат флишеидные отложения вала-жина (?). Отличительной особенностью гранит-порфиров пади Заветной является их интенсивная автометасоматическая переработка. Породы превращены в тонкозернистый грейзен или приобретают облик кварцитов, в которых с трудом можно различить реликты крупных порфировых выделений полевых шпатов. Интенсивно изменены и породы кровли массива. На протяжении 150—250 м от контакта они превращены в массивные или пористые вторичные кварциты, а далее — в пятнистые роговики с гнездами и прожилками кварца, биотита и пирита.

К западу от массива гранит-порфиров, в русле кл. Медвежьего и на гребне его водораздела с р. Ахобэ, в осадочных породах прослеживается серия крутопадающих даек северо-восточного простирания. Материал, заполняющий дайки, по особенностям химизма, многим деталям вещественного состава, степени и характеру автометасоматических изменений аналогичен гранит-порфирам пади Заветной, однако цемент пород даек часто имеет отчетливо выраженную витрокластическую структуру. Можно полагать, что туфовые дайки являются эруптивными аппаратами той же магмы, которая в пади Заветной внедрилась в виде приповерхностной интрузии.

Оруденение. Для всей площади характерно чрезвычайно широкое развитие рудной минерализации, в основном незначительной по масштабам. Сравнительно крупные жилные тела свинцово-цинковых руд известны у восточного контакта Араратского массива (участок Жильный), где они пространственно связаны с дайками гранит-порфиров и диорит-порфиров. Ряд меньших по размеру прожилкововкрапленных зон давно известен и даже разведывался в бассейне кл. Медвежьего.

Осадочные породы на всей описываемой площади неравномерно изменены, содержат мелкие гнезда кварца, серицита, хлорита и биотита и вкрапленность пирита, галенита и сфалерита. Аналогичные изменения в эффузивной толще обычно локализованы в зонах нарушений или приурочены к контактам мелких интрузий гранит-порфиров. В Араратских гранофитах рассеянная минерализация галенитом и сфалеритом отмечена в зонах катаклаза. Наиболее интенсивная для участка минерализация

приурочена к приповерхностным интрузиям гранит-порфиров и их эруптивным аналогам. Это устанавливается как непосредственным наблюдением (гнезда галенита в лавобрекчиях — русло кл. Контактного), так и, особенно, при изучении элементов-примесей в породах.

В заключение описания изверженных пород верховьев р. Ахоба необходимо подчеркнуть следующее.

1. Разрез верхнемеловых эффузивов на этом участке начинается с кислых и ультракислых разностей; об этом свидетельствуют непосредственные наблюдения в обнажениях и горных выработках, данные бурения (участок Жильный). Эффузивы несколько повышенной основности (до дацитов) отчетливо тяготеют к верхам разреза. Фациальные изменения приводят к заметному увеличению в разрезе бескварцевых пород (полевошпатовых порфиров состава от липаритов до дацитов) в направлении с северо-запада на юго-восток, однако и в подобных, видоизмененных разрезах (гора Третий ключ, падь Поповщина) липаритовые порфиры преобладают. Андезитовые порфириты в основании верхнемелового разреза, отмечаемые во всех сводных схемах стратиграфии района, на этой площади отсутствуют. Косвенным указанием на отсутствие андезитовых порфиритов в основании разреза верхнемеловых эффузивов на этом участке является факт, что в выходах осадочных пород валанжина не отмечено свитдаек порфиритов или иных эруптивных аппаратов порфиритовых излияний.

Эта особенность верхнемелового разреза, которая, как будет показано ниже, подтверждается и при изучении других участков, весьма важна и свидетельствует о своеобразии развития центральной части Тетюхинского района, по сравнению с окружающими площадями.

2. Палеогеновый вулканизм (андезиты, плагиолипариты) на участке проявлен крайне незначительно, и притом только в субвулканической фации.

3. Интрузивные породы распространены широко, представлены гранитами и более поздними близповерхностными гранит-порфирами.

4. Эруптивные зоны, сопровождающие некоторые тела гранит-порфиров, свидетельствуют о том, что магма последних местами достигла поверхности.

5. Интрузивные близповерхностные гранит-порфиры, и их эруптивные аналоги, отличаются исключительной интенсивностью аутометасоматических процессов и, как будет показано ниже, рассеянной рудной минерализацией.

По этим признакам ряд тел гранит-порфиров отнесен к интрузивным производным дифференцированных магматических очагов, в то время как другие — тесно ассоциированные с первыми в пространстве и близкие по петрографическому составу

рассматриваются как экструзии недифференцированных кварцевых порфиров.

Зоны распространения мелких интрузий минерализованных гранит-порфиров сопровождаются широким ореолом неравномерного ороговикования и развития разнообразной, в том числе и рудной постмагматической минерализации в породах кровли. По этому признаку подобные зоны можно отнести к «надинтрузивным», а гранит-порфиры рассматривать как единичные проявления на поверхности более крупных, еще не вскрытых эрозией гранитных масс.

Довгалеvский участок

В этом разделе дано описание магматических пород площади, расположенной к западу от предыдущей и ограниченной реками Горбушей, Довгалеvской и Извилистой. Отдельные части этой площади служили объектом разного рода геологических исследований, начиная с 1908 г. Наиболее всестороннее и детальное изучение было проведено в процессе геологической съемки площади в 1959—61 гг. (А. Н. Седых, А. С. Гвоздилов и др.). Довгалеvский участок связан с зоной северного ограничения Прибрежного антиклинального поднятия.

Выходы мезозойских ($T_3 - J_1$) пород на участке сложно дислоцированы и разбиты многочисленными нарушениями. В северном и восточном направлениях они погружаются под мощную пологозалегающую толщу верхнемеловых эффузивов, слагающую большую часть площади. Существенную роль в формировании структур участка и в распределении изверженных пород играют нарушения, принадлежащие протяженной субширотной Нежданковской ослабленной зоне.

Вулканогенные породы площади весьма разнообразны по составу. Наряду с различными фациями кварцевых порфиров, здесь широко представлены плагиолипариты и афировые фельзиты. Заметные литологические отличия, по-видимому, в большей мере, чем геологические соотношения, послужили основой для стратиграфического расчленения толщ. Последнюю схему стратиграфии эффузивов участка (А. Н. Седых и др.) можно кратко изложить следующим образом:

1. Верхний мел, сенон (кисинская свита): туфы, туфобрекчии, туфолавы кварцевых порфиров.
2. Верхний мел, сенон (арзамасовская свита): фельзит-порфиры, их туфы, туфы кварцевых порфиров.
3. Верхний мел, дат (монастырская свита): туфы, туфобрекчии кварцевых порфиров.
4. Олигоцен (брусиловская свита): липариты, фельзит-порфиры, в верхах — туфы кварцевых порфиров.

Исследования автора показали, что заметные различия в петрографическом характере близких по составу эффузивов (туфов кварцевых порфиров, с одной стороны — лав и туфов липаритов, с другой) не могут в данном случае быть использованы как существенный признак при стратиграфическом расчленении эффузивов, т. к. эти породы на участке близки по возрасту, и в значительной части должны рассматриваться как фациальные аналоги, принадлежащие единой верхнемеловой Ольгинской толще.

Приводим описание возрастных и пространственных соотношений отдельных групп пород внутри этой толщи.

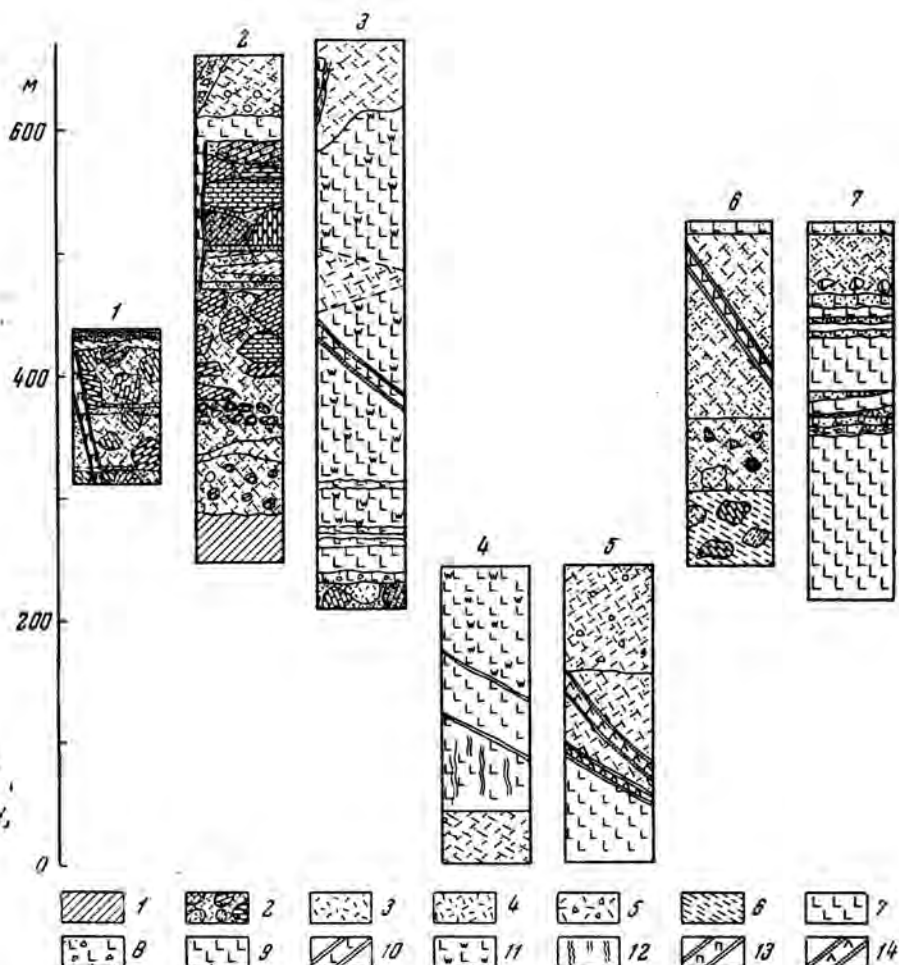
Глыбовые туфобрекчии кварцевых порфиров распространены в юго-западной части Довгалева участка, где выходы их на поверхности занимают около 1,5 км². Наиболее мощные скопления этих пород наблюдаются вблизи выходов осадочных пород мезозоя. По-видимому, глыбовые туфобрекчии заполняют грабен субширотного простираия. Преобладают среди глыбовых туфобрекчий такие, цементом которых служат туфы кварцевых порфиров, реже туфо-алевролиты. Подчиненные по объему горизонты в толще глыбовых туфобрекчий сложены туфами кварцевых порфиров, туфогенно-осадочными породами, переотложенными глыбовыми брекчиями.

Типичные разности туфобрекчий содержат обломки и глыбы, иногда полуокатанные, известняков, белых и зеленоватых кварцевых порфиров плагииолипаритов, черных и темно-серых алевролитов, глинистых сланцев. Распределение различных по составу глыб очень неравномерно, часто наблюдается преимущественное обогащение туфобрекчий известняками или песчано-сланцевыми породами, или кварцевыми порфирами, причем такие участки брекчий располагаются, как правило, недалеко от коренных выходов соответствующих осадочных или эффузивных пород. Туфобрекчии, богатые известковыми включениями, приобретают кавернозный облик, так как мелкие угловатые обломочки известняков часто выщелочены.

Цементом туфобрекчий в нижних частях толщи служит темный туфогенный материал, переполненный мельчайшими обломочками пород, присутствующих в глыбах, и отдельных минералов (преимущественно полевых шпатов). Местами цемент представлен темной туфоловой кварцевого порфира с крупными уплощенными включениями зеленоватого стекла. Заметно, что цвет цемента тем темнее, чем большее количество осадочных обломков содержится в породе.

Далее приведены наиболее характерные разрезы толщи глыбовых брекчий. Сопоставление разрезов дано на фиг. 6.

1. Разрез по правобережью кл. Рудного (фиг. 6). Линией канавы по правобережью кл. Рудного, на протяжении более 300 м по горизонтали и 125 м по вертикали, вскрыта залегающая на



Фиг. 6. Сопоставление разрезов эффузивов Довгалеvского участка

1 — осадочные породы Мз; 2—9 — породы ольгинской серии: 2 — глыбовые туфобрекчии с включениями известняков, песчаников, кремнистых и глинистых сланцев и кислых лав; 3 — туфы кварцевых порфиров; 4 — лавы кварцевых порфиров; 5 — туфобрекчии кварцевых порфиров; 6 — туфоалевролиты-линзы и горизонты среди кислых туфов; 7 — плагиолипариты и фельзиты; 8 — туфобрекчии плагиолипаритов; 9 — туфы плагиолипаритов; 10 — дайки липаритов; 11 — вторичные кварциты; 12 — флюидальность; 13 — дайки диабазовых порфиров; 14 — дайки диоритовых и андезитовых порфиров. Колонки: 1 — кл. Рудный; 2 — магистральная канава № 28; 3 — кл. Соседний; 4 — скв. 11; 5 — скв. 12; 6 — кл. Контактный; 7 — кл. Кабаный.

осадочных породах толща крупноглыбовых туфобрекчий с горизонтами светлых литифицированных туфов кварцевых порфиров и темных слоистых туфов. Цемент туфобрекчий представлен темно-серыми до черных псефитовыми литокристаллокластическими туфами кварцевых порфиров. Облик, состав и структура цемента сохраняются неизменными на всем протяжении разреза. В отдельных участках разреза туфы несколько различаются относительным содержанием пород или минералов в обломочной части, преобладающим составом и степенью сортировки обломков; местами заметны следы спекания в связующей массе.

В разрезе установлены маломощные горизонты (0,5—10 м) туфов кварцевых порфиров, чередующиеся с туфобрекчиями. Такие туфы — плогные, желтовато-серые, с многочисленными включениями ожелезненного кварца и разрушенных плагиоклазов.

Отчетливая слоистость, наблюдаемая местами в туфогенном цементе, и наличие горизонтов кристалловитрокластических туфов указывают на то, что вскрытые в бассейне кл. Рудного крупноглыбовые туфобрекчии отлагались в виде стратифицированной вулканогенной толщи.

2. Разрез в верховьях кл. Известкового. В естественных обнажениях и расчистках в бортах ручья вскрыты те же крупноглыбовые туфобрекчии.

От туфобрекчий кл. Рудного эти породы отличаются: во-первых, обилием глыб и обломков кварцевых порфиров, зачастую преобладающих над осадочными глыбами, во-вторых, значительно большим объемом цемента в составе туфобрекчий; и, в-третьих, наличием отчетливых следов спекания в туфах цемента, особенно в нижней части разреза у контактов крупных глыб.

Кроме того, в большинстве случаев цемент туфобрекчий представлен светлыми литокластическими или витрокластическими туфами кварцевых порфиров, аналогичных светлым туфам, слагающим прослой в туфобрекчии. В отдельных участках, особенно у контактов крупных глыб цемент приобретает облик туфолов, т. е. включения кислого стекла в туфах сплюснуты и вытянуты в одном направлении, параллельно контактам глыбы. Преобладание изверженного материала, отсутствие слоистости в цементе, обилие расплюснутых лепешек кислого стекла заставляют считать такие туфобрекчии жерловыми образованиями.

3. Разрез по магистральной канаве 28 (фиг. 6, колонка 2). На левом борту р. Горбуши толща глыбовых брекчий вскрыта на протяжении 850 м по горизонтали и 340 м по вертикали. Все существенные черты туфобрекчий, описанные выше, сохраняются. Цементом их служат витрокристаллокластические туфы кварцевых порфиров. В связующей массе туфов обычны следы спекания. Как правило, с приближением к крупным участкам осадочных пород в цементе туфобрекчий витрокристаллокласти-

ческие туфы все больше и больше обогащаются обломками известняков, песчаников, кремнистых сланцев и алевролитов. Количество таких обломков достигает нередко 70—80%, так что крупные глыбы оказываются сцементированными брекчией, близкой к полимиктовой. Туфы в таком «цементе» составляют уже не более 10—25%, но полностью сохраняют свой характер. На интервале 580—620 м среди туфобрекчий наблюдается горизонт чередующихся туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Контакты между отдельными прослоями четкие, стратиграфические.

Специфическая фация глыбовых вулканогенных брекчий в районе значительно распространена. Детальное изучение глыбовых брекчий Довгалева участка позволило выявить многие существенные черты происхождения этих образований.

На Довгалева участке впервые горными выработками было доказано (А. Н. Седых), что глыбы в туфобрекчиях могут достигать нескольких десятков и даже первых сотен метров в поперечнике, причем часто в виде изолированных глыб наблюдаются участки слоистых, дислоцированных и метаморфизованных толщ.

Поскольку среди цемента брекчий отчетливо преобладают туфы кварцевых порфиров, образование глыбовых туфобрекчий следует связывать с эксплозивными извержениями кислой магмы, и при этом с особо катастрофическими их фазами. Исследования автора показали, что на Довгалева участке состав глыб в брекчиях местами соответствует составу осадочных пород в соседних приподнятых блоках. Можно полагать, что часть глыб имеет тектоническое происхождение, т. е. они попали в брекchie при обрушении относительно приподнятых бортов грабенов.

Развитие собственно жерловых фаций можно предполагать там, где в составе глыб широко представлены изверженные породы (лавы кварцевых порфиров), неизвестные на современном срезе Довгалева участка. Кроме того, на близость каналов извержения указывают и участки развития своеобразных туфолав. Эти образования состоят из сильно измененных пелловых туфов, не обнаруживающих следов спекания, но переполненных плоскими изометричными лепешками серицитизированного стекла с витропорфировой структурой. Поскольку структура туфов указывает на воздушный перенос материала, лепешки стекла можно рассматривать как брызги лавы, выпадавшие одновременно с туфами, сохранявшие пластичность и сплюснутые под воздействием веса одновременно выпавших крупных глыб (см. фиг. 25). В других выходах установлены глыбовые брекchie с туфогенно-осадочным и осадочным цементом, а среди брекчий маломощные горизонты слоистых витрокластических туфов и туфоалевролитов. Эти факты показывают, что часть глыбовых брекчий отлагалась уже в виде стратифицированной вулканогенной толщи.

Несомненно, что проведение специальных палеовулканологических исследований на участках распространения глыбовых брекчий и выявление распределения жерловых образований могут оказать большую помощь при тектонических построениях. Но уже и в настоящее время поля развития глыбовых туфобрекчий должны рассматриваться (подобно любым вулканическим аппаратам) как признак существования ослабленных зон.

Туфы кварцевых порфиров и плагиолипариты. Преобладающая часть площади Довгалеvского поля сложена вулканогенной толщей, в состав которой входят кварцевые порфиры, их туфы, туфолавы и туфобрекчии, при подчиненном развитии глыбовых брекчий с осадочным и туфогенным цементом; а также плагиолипариты, фельзолипариты и их пирокластические разновидности. Четкого возрастного разграничения между кварцевыми порфирами и их разновидностями, с одной стороны, и эффузивными породами плагиолипаритовой группы, с другой, провести не удастся — скорее, наоборот, можно показать, что в пределах рассматриваемого участка эти породы несколько обособлены пространственно, но близки по времени образования. Приведем описание некоторых разрезов.

а) В верхней части магистральной канавы 28 на интервале 850—900 м вскрыт залегающий на глыбовых туфобрекчиях покров фельзолипаритов, мощностью около 20 м, представленный лавами и литокристаллокластическими туфами с пепловой связующей массой.

Покров фельзолипаритов перекрыт, в свою очередь, туфобрекчиями кварцевых порфиров, распространенными и выше — почти до самой вершины горы Довгалеvской. Близ вершины темные лавобрекчии со стекловатым цементом, чередующиеся с линзовидными скоплениями светлых, зеленоvато-серых туфов кварцевых порфиров, залегают с азимутом падения $230 \angle 70^\circ$. Вертикальное залегание пепловых туфов и туфобрекчий кварцевых порфиров установлено также в 120 м к востоку от этой вершины. В обоих случаях вертикальное или крутое залегание эффузивов, а также обилие обломков в лавах заставляет предполагать близость каналов извержения.

б) В 1200 м к северу от описанного разреза, мощность липаритов резко возрастает. Здесь, в русле кл. Соседнего (фиг. 6, колонка 3) в приустьевой части выходят глыбовые туфобрекчии кварцевых порфиров. Выше, в русле и бортах этого ключа вскрыты светлые фарфоровидные плагиолипариты мощностью 350 м. Непосредственного контакта липаритов с породами нижней толщи не наблюдалось. Близ вершины горы Довгалеvской плагиолипариты перекрыты кристалловитрокластическими туфами кварцевых порфиров (описанными в предыдущем разрезе) мощностью около 80 м. Для плагиолипаритов кл. Соседнего характерно присутствие нескольких горизонтов лито- и кристаллокластических

туфов липаритов в нижней трети разреза и развитие изменчивой по направлению, как крутой, так и пологой флюиальности, часто образующей причудливые пloyчатые формы. Породы интенсивно и неравномерно изменены, местами превращены во вторичные кварциты с примесью рутила, пирита, циркона — и реже, хлорита, эпидота, биотита, андалузита и корунда. Можно отметить слабо выраженную зональность в появлении различных ассоциаций вторичных минералов, по отношению к тектоническому нарушению, ограничивающему поле измененных пород с севера. Так, в участках, ближайших к разлому, породы содержат только кварц, серицит, пирит и рутил; а в удалении от разлома появляются также хлорит, эпидот и, изредка, андалузит и корунд.

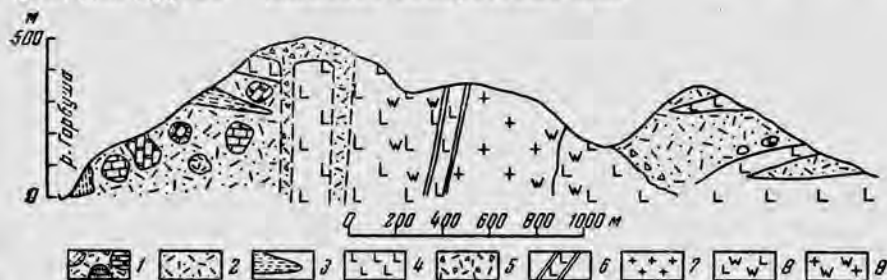
Липариты, описанные в кл. Соседнем, продолжаютсЯ далее к юго-востоку, причем мощность их несколько возрастает. В правом борту р. I Довгалеvской обнажены липариты с вертикальной флюиальностью. Здесь же скважиной был пересечен контакт фельзо-липаритов с серыми туфами кварцевых порфиров, причем фельзо-липариты, аналогичные породам кл. Соседнего, также отличаются крутой флюиальностью.

Возрастание мощности липаритов с запада на восток и крутая флюиальность в обнажениях этих пород заставляют полагать, что в среднем течении р. I Довгалеvской расположен один из каналов излияния потока кл. Соседнего. Это предположение подтверждает тот факт, что восточнее липариты в разрезе резко сменяются туфами кварцевых порфиров. В бассейнах верхних правых притоков р. I Довгалеvской фельзо-липариты встречены лишь в виде горизонтов небольшой мощности среди туфов, туфолов и туфобрекчий.

Далее к востоку кварцевые порфиры и их спекшиеся туфы продолжаютсЯ непрерывной полосой в бассейн р. Ахобэ, что отчетливо прослеживается при пересечении междуречья Извилистая — Ахобэ (через вершину Правой Ахобэ и по гребням водоразделов ключей Лучистого, Долгова и т. д.). В то же время северо-восточная часть Довгалеvского участка, подобно описанной выше центральной, сложена в основном плагиолипаритами и их туфами. Прослеживая разрез эффузивов от устья кл. Контактного до устья кл. Кабаньего (фиг. 7), нетрудно убедиться, что толща плагиолипаритов содержит многочисленные горизонты туфов кварцевых порфиров, а в верховьях кл. Кабаньего и его притоков вновь полого перекрыта туфами и туфобрекчиями кварцевых порфиров, являющимися верхними горизонтами разреза развитой на участке вулканогенной толщи.

В составе туфов и туфобрекчий кварцевых порфиров верхнего горизонта отмечены многочисленные обломки плагиолипаритов, что подтверждает стратиграфический характер контакта. Отсюда можно сделать вывод, что плагиолипариты кл. Кабаньего являются возрастными аналогами средней части разреза толщи туфов, ту-

фолав и туфобрекчий кварцевых порфиров, развитой на водоразделе рек I Довгалеvской и р. Извилистой. В этом случае естественно предполагать одновременное действие нескольких вулканических центров, для одной группы которых были характерны главным образом эксплозивные выбросы материала кварцевых порфиров, для других — излияния липаритовых лав.



Фиг. 7. Разрез Довгалеvского участка (субширотный)

1—5 — породы Ольгинской толщи: 1 — глыбовые туфобрекчии с включениями известняков, песчаников, кремнистых и глинистых сланцев; 2 — туфы кварцевых порфиров; 3 — туфо-андеолиты — горизонты в толще туфов; 4 — плагиолипариты и их туфы; 5 — туфобрекчии кварцевых порфиров; 6 — дайки липаритов; 7 — гранит-порфиры; 8 — вторичные кварцит по плагиолипаритам; 9 — окварцевание и серицитизация в гранитпорфирах

Для липаритов, по-видимому, были более характерны каналы трещинного типа — так, среди покровов липаритов в ключах Соседнем, Кабаньем и Промежуточном установлены дайки, по петрографическому составу и структуре неотличимые от лав.

Третичные вулканогенные породы на рассматриваемой площади представлены, по-видимому, только в субвулканической фации.

В пределах Довгалеvского участка дайки андезитов имеют субмеридиональное северо-восточное и северо-западное простирание, мощности их колеблются от 1—2 до 8 м, наиболее крупные прослежены в длину на 100—200 м. По петрографическому составу дайки хорошо сопоставляются с андезитами самаргинской свиты палеоцена (?), развитыми западнее, в бассейне пади Николаевской, и рассматриваются как субвулканические члены этой свиты.

Наибольшим распространением на Довгалеvском участке пользуются крутопадающие дайки и пластовые залежи плагиолипаритов, не имеющих в пределах поля эффузивных аналогов. Эти породы пересекают все известные на месторождении породы, образуя на контактах отчетливые зоны закалки с флюидалными и миндалекаменными текстурами.

Плагиолипариты этой группы отличаются порфировым сложением, более совершенной раскристаллизацией основной массы,

чем в липаритах покровов и даек — корней эффузивов, при равной мощности тел; присутствием, наряду с альбитом, цветных минералов (биотита и роговой обманки) во вкрапленниках и основной массе; интенсивным автометаморфизмом, сравнительным обилием и разнообразием акцессорных минералов. Следует подчеркнуть, что на Довгалеvском участке третичные плаггиолипарты представлены исключительно в субвулканической фации, в то время как севернее, в бассейнах Б. Синанчи, в верховьях Имана широко распространены покровы аналогичных эффузивов, относимых к богопольской (эоцен) и брусилvской (олигоцен) свитам.

Интрузивные породы в пределах описываемого участка представлены гранит-порфирами и их аналогами — кварцевыми порфирами.

Интрузивный массив гранит-порфиров расположен в центре поля, имеет в плане изометричную форму и достигает 0,6 км в поперечнике. Данными бурения установлено, что по форме это шток с углами падения контактов 70—75°. Контакты гранит-порфиров интрузивные, лишь вдоль северо-восточной границы массива проходит тектоническое нарушение, по которому внедряется более молодая дайка плаггиолипарита.

Породы интрузива — светлые, желтоватые и розоватые гранит-порфиры. До 40% объема породы сложено крупными (0,5—1 см) вкрапленниками кварца и полевых шпатов. Основная масса — микрозернистая, аплитовидная. Породы неравномерно и сильно грейзенизированы. Скважинами вскрыты зоны интенсивного дробления и окварцевания, пересекающие шток на глубине. В таких зонах наблюдаются гнезда и прожилки пирита, сфалерита, галенита и молибденита. Прожилки кварца с молибденитом отмечены в экзоконтактах гранит-порфиров. В эндоконтактах, кроме того, гранит-порфиры содержат скопления зеленого биотита и хлорита.

Гранит-порфиры прорывают покров фельзoлипаритов и содержат ксенолиты кристалловитрокластических туфов кварцевых порфиров.

Жильных пород в пределах штока не известно.

Особенностью штока являются исключительно интенсивные изменения как самих интрузивных, так и вмещающих пород (фельзитов, туфов кварцевых порфиров). Изменения неравномерны, развиваются главным образом вдоль трещин; зональности в расположении измененных пород по отношению к контактам интрузива не наблюдается. Измененные породы этого типа в коренном залегании вскрыты в русле и бортах кл. Левого Промежуточного, а скважиной у западного контакта интрузива — на глубину 130 м. Породы имеют кварц-серицитовый состав и содержат вкрапленность, гнезда и прожилки пирита, сфалерита, молибденита, флюорита, сфена, андалузита, карбоната и хлорита. Местами как в измененных гранит-порфирах, так и в кварц-серицитовых породах

сохраняются скопления вторичного биотита, серицитизированного и хлоритизированного. Измененные породы в экзоконтакте штока относятся к вторичным кварцитам. Широкое развитие таких образований в контактовом ореоле, по-видимому, можно считать одним из признаков приповерхностной природы гранит-порфиров.

Судя по тому, что вторичные изменения (окварцевание, серицитизация, прожилки рудных минералов и флюорита) развиты в самих гранит-порфирах и в их экзоконтактах, они являются постмагматическими. Собственно приконтактных изменений типа роговинов, связанных с гранит-порфирами, уже нельзя распознать.

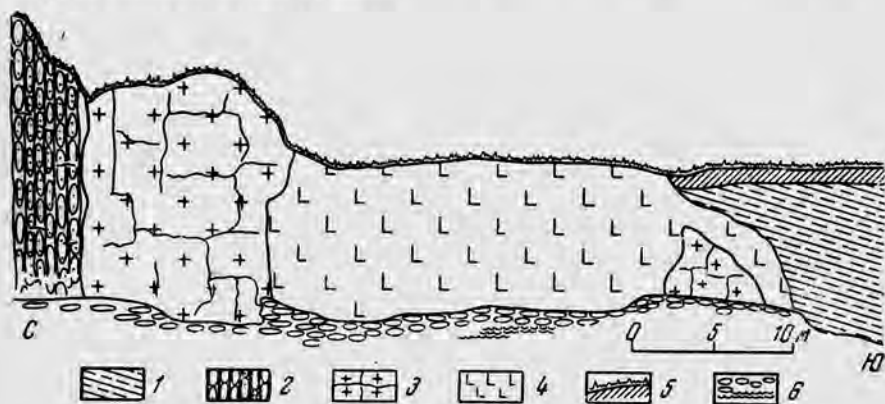
Интрузивные кварцевые порфиры слагают удлиненное крутопадающее тело, вытянутое в широтном направлении вдоль водораздела ключей Второго и Пирротинового — правых притоков р. I Довгалеvской. Примерные размеры тела 750×250 м. Еще одна дайка кварцевых порфиров мощностью до 25 м обнажена в левом борту р. I Довгалеvской, причем кварцевые порфиры прорваны более молодой дайкой плагиолипаритов (фиг. 8). Контакты кварцевых порфиров как с вмещающими их песчаниками, так и с плагиолипаритами местами нарушены.

Дайки кварцевых порфиров сложены в краевых частях светлой желтоватой фарфоровидной породой с мелкими вкраплениями кварца; в центральных частях даек порода содержит вкрапленники кварца и полевых шпатов, до 2—4 мм длиной и приближается по облику к гранит-порфирам. Породы кровли близ контактов более мощной дайки интенсивно окварцованы и на значительном протяжении скарнированы. Особенности вещественного состава заставляют считать указанные дайки аналогами интрузивных гранит-порфиров, но никак не каналами излияния верхнемеловых кварцевых порфиров, как это считалось ранее.

Оруденение. На Довгалеvском участке широко распространены небольшие по масштабу и весьма разнообразные по форме и минералогическому составу тела полиметаллических руд. Рудные тела приурочены к пересечениям нарушений с контактами карбонатных и алюмосиликатных пород; значительная часть их связана с полосой скарнов в экзоконтактах интрузивных кварцевых порфиров. Кроме того, обильная вкрапленность галенита и сфалерита наблюдается в окварцованных и серицитизированных фельзит-порфирах кровли штока гранит-порфиров, а к эндо- и экзоконтактам штока приурочены проявления кварцево-молибденовой минерализации. Субвулканические плагиолипариты пересекают зоны кварц-молибденитовых руд, а по отношению к полиметаллическому оруденению являются более древними.

Заключение. Интрузивные породы Довгалеvского участка — гранит-порфиры и их аналоги — кварцевые порфиры очень сходны с гранит-порфирами верховьев Ахобэ. Это — небольшие,

весьма приповерхностные тела более молодые, чем кислые эффузивы верхнего мела, и более древние, чем плагиолипариты олигоцена(?). Характерной особенностью этих пород является интенсивный автометасоматоз, а также интенсивные окварцевание и серицитизация пород кровли.



Фиг. 8. Выходы даек кварцевых порфиров и липаритов в левом борту р. Довгалева (разрез)

1 — алевриты; 2 — песчаники; 3 — кварцевые порфиры; 4 — липариты;
5 — почвенно-растительный покров; 6 — галечники

Гранит-порфиры размещаются в юго-западной части площади, где в пределах узкой (до 1 км) зоны северо-западного простирания сконцентрированы мощные отложения глыбовых туфобрекчий, неки — каналы извержения кислых туфов, дайки эоценовых плагиолипаритов и, вероятно, один из центров излияния потока верхнемеловых плагиолипаритов кл. Соседнего. Таким образом, есть все основания говорить о связи интрузий гранит-порфиров с длительно существовавшей зоной вулканической активности. В пределах описываемой зоны в течение верхнемелового времени были сконцентрированы проявления активного кварцево-порфирового и плагиолипаритового вулканизма, а впоследствии происходило внедрение приповерхностных интрузий гранит-порфиров. К этой же зоне приурочены наиболее интенсивные постмагматические изменения пород, а также большинство известных на участке рудопоявлений. Учитывая пространственные и возрастные соотношения, можно предполагать связь всех перечисленных образований с единым очагом кислой магмы, претерпевшим длительную эволюцию.

Что касается эффузивных пород, то наиболее существенными результатами их изучения на Довгалева участке можно считать следующие: в составе верхнемеловой толщи на этой площади установлено чередование в разрезе и быстрая смена по про-

стиранию туфов кварцевых порфиров и пород аналогичного состава, но лишенных видимого кварца (плаггиолипаритов, фельзит-порфиров). Полевошпатовые разности преимущественно относятся к верхам разреза. Пород среднего состава (типа порфиритов) в основании вулканогенной толщи не установлено.

Детальное изучение глыбовых туфобрекчий заставляет полагать, что они являются специфическими фациями эффузивов и связаны с особо катастрофическим типом эксплозивных извержений. По составу глыб и цемента среди них могут быть выделены как собственно жерловые фации, так и фации заполнения грабен-синклиналей. Можно полагать, что фации второго типа формировались в таких условиях, когда одновременно происходило опускание грабена, извержения вдоль ограничивающих его расколов и разрушения относительно приподнятых бортов, вызванные землетрясениями. Глыбовые туфобрекчий, даже нерасчлененные, указывают на наличие ослабленных зон.

Нельзя не отметить почти полное отсутствие на участке пород основного и среднего состава подобно тому, как это было отмечено и для верховьев р. Ахобэ.

Участок Николаевский

Участок расположен в северо-западном углу рассматриваемой площади. Интересующие нас магматические образования в основном сосредоточены в среднем и верхнем течении пади Николаевской. Развитые на площади интрузивные породы (диориты, габбро, гранит-порфиры) упоминались в работах В. С. Булыго и впоследствии неоднократно привлекали внимание геологов.

Изложенные представления о геологическом строении участка в значительной мере являются результатом геологосъемочных работ, проведенных в 1958—1961 гг. под руководством О. П. Бородин. Автор ознакомился с магматическими породами участка в 1962 г.

Рассматриваемая площадь представляет собой сложный структурный узел, особенности геологического строения которого обусловлены следующими факторами: 1) приуроченностью к участку погружения структур Прибрежного антиклинального поднятия под мощные вулканогенные толщи и 2) пересечением веера протяженных разновозрастных нарушений субмеридионального, северо-западного, субширотного и северо-восточного простираний. Особенно существенно, что участок расположен в зоне пересечения двух важнейших магмо- и рудоконтролирующих структур района: Северо-западного разлома и субширотной Нежданской ослабленной зоны.

Значительная часть площади сложена осадочными породами верхнетриасового и среднеюрского возраста, которые смяты в крутые складки с простиранием от северо-восточного до восток-

северо-восточного. Осадочные породы круто (с наклоном 20—60°) погружаются под эффузивы, последние залегают очень полого и характеризуются на этом участке сильными колебаниями мощностей.

Вулканогенные породы представлены толщей кислых эффузивов верхнемелового возраста (ольгинской серии), андезитами самаргинской свиты (палеоцен) и субвулканическими липарито-дацитами эоцена (?).

По сравнению с разрезами Ольгинской толщи в других участках района, отложения ее на Николаевском участке являются весьма однородными по составу и представлены ультракислыми эффузивами с резким преобладанием кварца в обломочной части. Возраст кислых эффузивов Николаевского участка определен по многочисленным и неоднократным сборам флоры в туфогенно-осадочных прослоях — от сенонского, в средней, до датского — в верхней частях разреза (Остроумов, 1960₂). Интересно, что за такой длительный промежуток времени (соответствующий времени формирования Ольгинской толщи в целом) на Николаевском участке сформировался разрез мощностью 250—300 м, возрастающей до 600 м в углублениях древнего рельефа. Наблюдаемые согласные стратиграфические контакты кварцевых порфиров с вышележащими андезитами свидетельствуют о том, что отмеченная мощность кислых эффузивов является, практически, полной.

Породы среднего состава (порфириды) в основании разреза отсутствуют. Вулканогенно-осадочные породы в составе разреза занимают подчиненное место. Это показывает, что формирование кислых эффузивов участка в основном связано с наземными эксплозиями. Такая особенность, равно как и небольшая мощность, отличает рассматриваемый участок от прилегающих к нему с запада, где в бассейнах ключей Арзамасова, Резаного и др. толща кислых эффузивов (до 1200 м) представлена преимущественно слоистыми туфами, туффитами и туфо-алевролитами.

Установлено, что формирование нижних горизонтов толщи кислых эффузивов на Николаевском участке происходило в условиях резко расчлененного рельефа мезозойских осадочных пород. К концу накопления кислых эффузивов рельеф был выровнен, так что верхние, туфогенно-осадочные горизонты толщи залегают почти горизонтально.

Каналы извержения или субвулканические тела кварцевых порфиров на описываемой площади автору не известны.

Андезиты самаргинской свиты (палеоцен). Для Николаевского участка, в отличие от описанных выше, характерно широкое распространение самаргинских андезитов в покровных и субвулканических фациях, а также их интрузивных аналогов. Разобщенные покровы андезитов, в составе которых чередуются туфовые и лавовые разности, достигают мощности 150 м. Кроме того, на вершинах ряда возвышенностей сохранились незначительные

по площади выходы андезитовых лав. Эти останцы эродированных покровов указывают, что площади, занятые андезитами, некогда имели гораздо более значительные размеры.

На туфах кварцевых порфиров и туфогенно-осадочных породах андезиты самаргинской свиты залегают либо с очень слабым угловым несогласием, либо даже согласно. В отдельных участках наблюдается постепенный переход от кислых туфогенно-осадочных образований к туфам андезитов. В нижней части разреза андезитовой толщи установлен ряд чередующихся с андезитами невыдержанных по простираанию горизонтов туфов кварцевых порфиров, полностью аналогичных породам нижележащей толщи туфов.

Породы в низах разреза самаргинской свиты представлены разностями наиболее плотными и темными, более близкими по облику и составу к базальтам, чем к андезитам.

Чрезвычайно широким распространением на участке пользуются различной мощности дайки андезитов и диорит-порфиров, иногда сопровождающиеся пластовыми телами. В апикальных частях таких тел О. П. Бородиным отмечено появление дацитов, связанных с нижележащими андезитами постепенными переходами.

В центральной части площади распространения андезитов, через водоразделы падей Николаевская — Барачная и Барачная — Партизанская протягивается субширотное крутопадающее тело, сложенное липаритами и липарито-дацитами. Это тело, вероятно, сформировалось как экструзия кислых лав после излияния андезитов. Здесь же расположен Николаевский массив габбро-диоритов, который по ряду признаков может быть отнесен к субвулканическим аналогам самаргинских андезитов. С характеристики этого массива начнется описание развитых на участке интрузивных пород.

Николаевский диоритовый массив обнажен на правом склоне пади Николаевской и на гребне ее водораздела с падью Барачной, на площади около 1,2 км². Размещение его контролируется пересечением двух нарушений северо-западного и северо-восточного простирааний, что отчетливо отражено в крестообразной форме массива. По данным торных выработок, интрузивное тело имеет форму воронки, резко суживающейся на глубину.

Габбро и диориты прорывают вулканогенные породы ольгинской толщи, а также нижние горизонты сумаргинской свиты и имеют активные контакты с дацитами экструзии кл. Барачного.

Массив имеет неоднородное строение. В его составе преобладают диориты, среди которых, в виде шпиров и обособлений до нескольких метров в поперечнике, наблюдаются кварцевые габбро и габбро-мондониты. В восточной части массива, обнаженной на относительно более низких отметках, преобладают среднезер-

нистые породы, а в западной, приуроченной к гребню водораздела — порфировидные разности с микрозернистой основной массой, часто неотличимые от покровных андезитов. Такую же структуру имеют породы в эндоконтактах. Изредка наблюдаются порфировидные кварцевые диориты, особенно там, где отмечены обильные ксенолиты кислых туфов (скв. 93). У северного и восточного контактов массива, в зонах нарушений и поблизости от них, диориты, диорит-порфириты и габбро превращены во вторичные кварциты с крупными порфиробластами кварца и разложёнными выделениями плагиоклазов в тонкозернистой кварцево-слюдистопиритовой массе.

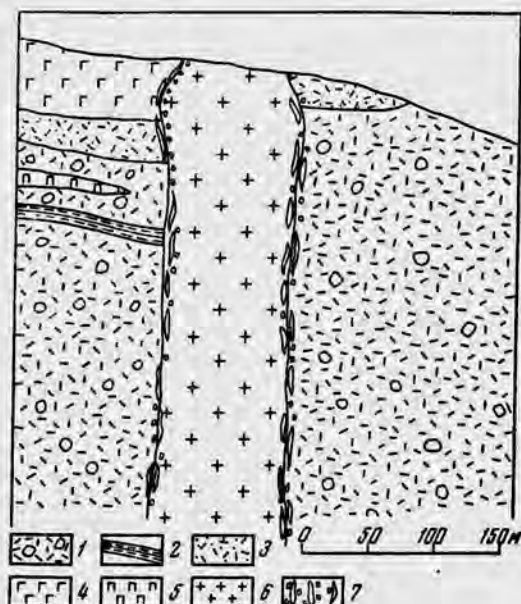
Форма диоритового массива, его расположение в центре поля андезитов и их многочисленных мелких субвулканических тел, тесная пространственная ассоциация с экзрузией кл. Барачного, а главное — все особенности вещественного состава, во многих отношениях аналогичные таковым андезитов, указывают на генетическую связь диоритов Николаевского массива с андезитами самаргинской свиты. Локальные участки развития кварцево-диоритовых и кварцево-монцитонитовых разностей во многих случаях, очевидно, связаны с контаминацией кислым материалом пород кровли. Объем таких участков незначителен, и их наличие не нарушает представления об однородности диоритового массива. Широкое развитие порфировидных андезитоподобных пород в эндоконтактах и апикальных частях массива особенно подкрепляет впечатление о генетическом единстве диоритов с эффузивными андезитами.

Гранит-порфиры и их аутометасоматически измененные разности.

Представителями следующей, после диоритов, интрузивной фазы являются гранит-порфиры. Выходы этих пород, частью известные очень давно, частью вскрытые в последнее время, как правило, крайне слабо эродированные и ничтожные по площади, приурочены к субмеридиональной зоне нарушений, пересекающей Николаевский диоритовый массив. Наиболее крупные выходы — так называемая интрузия кл. Сурьяного площадью примерно 0,1 км², расположена к юго-западу от Николаевского диоритового интрузива. Далее, к северу, ряд мелких выходов гранит-порфиров известен собственно в пределах интрузива и за его пределами, на водоразделе истоков пади Николаевской (фиг. 9). Ряд дайкообразных апофиз и даек гранит-порфиров контролируются северо-восточными нарушениями. На контактах со всеми вмещающими породами, включая интрузивные диориты, гранит-порфиры образуют отчетливую закалку.

Гранит-порфиры представлены светлыми, розовыми, желтоватыми и белыми порфировидными породами с вкрапленниками кварца, полевых шпатов и изредка — биотита от 2—3 до 5—7 мм в поперечнике и тонко- или микрозернистой основной массой. По-

роды в более эродированных выходах относительно более крупнозернисты (массив кл. Сурьяного), в менее эродированных — переходят в тонкозернистые, слабо флюидальные разности, напоминающие липариты. Такие липаритовидные разности лишь на глубине свыше 400 м приобретают «гранит-порфировый» облик (шток в верховьях пади Николаевской):



Фиг. 9. Разрез штока гранит-порфиров в верховьях пади Николаевской (по О. П. Бородину, схематизировано)

1 — туфобрекчии кварцевых порфиров; 2 — алевролиты; 3 — туфы кварцевых порфиров; 4 — андезиты самаргинской свиты; 5 — диабаз-порфиры; 6 — гранит-порфиры; 7 — рудные тела

Одна из наиболее существенных особенностей гранит-порфиров — неравномерная и интенсивная аутометасоматическая переработка. В наиболее эродированных участках изменения выражаются в замещении гранит-порфиров крупными сростками серого кварца и белого калишпата, до 15 мм в поперечнике. На ранних стадиях изменения между новообразованиями кварца и калишпата сохраняется вещество гранит-порфира, на поздних — порода переходит в равномерно- и крупнозернистый гранит пегматоидного облика. Последовательность таких преобразований, хорошо наблюдаемая в обнажениях, особенно отчетливо видна под микроскопом (стр. 110). Дальнейшие изменения связаны с интенсивным окварцеванием «пегматоидных» пород, приуроченным уже к зонам

мелких оближенных трещин (кл. Сурьмяный). В приповерхностных участках гранит-порфировых тел породы замещаются кварц-серицитовым веществом.

Образование крупнозернистых метасоматических гранитов затушевывает первичные черты гранит-порфировых инъекций (в частности, закалку в эндоконтактах). Кроме того, этот процесс сопровождается интенсивной гранитизацией вмещающих пород. Так, в южной части массива вскрыт контакт кварцевых диоритов с гранит-порфирами, неравномерно переработанными и превращенными в «пегматоидные» лейкократовые граниты. В кварцевых диоритах близ контакта развиваются крупные порфиробласты серого кварца и белого калишпата, и порода местами приобретает облик гранодиоритов. Этот факт рассматривался исследователями как признак постепенного перехода между гранитами и диоритами.

Представления о метасоматической природе лейкократовых пегматоидных гранитов Николаевского участка ранее не высказывались. Полученные факты не только позволяют полнее охарактеризовать связанные с гранит-порфирами постмагматические процессы, но и точнее судить о природе Николаевского диоритового массива. Полное отсутствие сходства между гранит-порфирами и их метасоматически измененными разностями — лейкократовыми гранитами привело исследователей района (О. П. Бородин, Р. Е. Остроумов и др.) к выводу, что эти породы относятся к двум различным возрастным группам. «Постепенные переходы» от диоритов и кварцевых диоритов, через их гранитизированные разности, к метасоматическим лейкократовым гранитам, частично или полностью заместившим гранит-порфиры, рассматривались О. П. Бородиным как признак интрузии сложного состава, в пределах которой наблюдаются постепенные переходы между гранитами — кварцевыми диоритами и диоритами — габбро и габбромонцонитами. Все эти разности О. П. Бородин считал разновозрастными и происшедшими из единого магматического источника.

По мнению автора, Николаевский массив — пример пространственного совмещения разновозрастных и генетически не связанных пород. Это доказывается не только отсутствием переходных по составу разностей, но всеми особенностями вещественного состава диоритов (см. главы III—V) и гранит-порфиров.

К группе интрузивных пород, более молодых, чем гранит-порфиры, исследователи участка относят дайки андезитов, диоритов и габбро-порфиритов. Интрузивные соотношения с гранит-порфирами и их неполнокристаллическими аналогами установлены лишь в нескольких случаях. По-видимому, часть даек этой группы следует считать аналогами Николаевских диоритов и габбро. Дайки, заведомо более молодые, можно подразделить на две группы: дорудные диабаз-порфириты и пострудные базальты.

Оруденение Николаевского участка, представленное скарновыми жильными и вкрапленными типами полиметаллических руд, по возрасту моложе всех изверженных пород участка, за исключением небольшой группы базальтовых даек. Для многих, особенно крутопадающих рудных, тел характерна тесная пространственная связь с изверженными массивами. Протяженные рудные зоны, контролируемые нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний, приурочены к контактам Николаевского интрузива. Ряд жильных тел контролируется субмеридиональной зоной нарушений, с которой связаны также многочисленные дайки гранит-порфиров и диорит-порфиров. Близ штока гранит-порфиров в истоках пади Николаевской прожилково-жильные и гнездово-вкрапленные руды галенита строго приурочены к контактам тела гранит-порфиров и затухают на расстоянии 100—200 м (см. фиг. 9). Наиболее богатые рудные зоны приурочены к апикальным частям этого слабо эродированного близповерхностного тела, а с глубиной содержание руд падает и ниже 325 м наблюдается лишь редкая рудная вкрапленность.

Заключение. К наиболее существенным чертам магматизма Николаевского участка относятся следующие.

1. Разрез верхнемеловых эффузивов имеет заметно сокращенную по сравнению с другими участками мощность, представлен пирокластами, с подчиненным развитием переотложенного материала, в разрезе заметно преобладают тонко- и мелкообломочные фации туфов; лав кварцевых порфиров на участке неизвестно, а субвулканические тела развиты незначительно. Все это позволяет предполагать, что рассматриваемый участок относительно удален от верхнемеловых центров вулканической активности.

2. Известный на участке разрез верхнемеловых эффузивов представлен кислыми и ультракислыми разностями, породы среднего и основного состава в основании разреза отсутствуют.

3. Согласно налегание андезитов самаргинской свиты на кислые туфы, а также переслаивание горизонтов основных и кислых туфов в основании разреза самаргинской свиты свидетельствуют о том, что начало андезитового вулканизма совпало с последними этапами извержений кислого материала, причем в какой-то промежуток времени оба типа извержений чередовались.

4. Пространственные соотношения изверженных пород заставляют предполагать, что в северо-западном углу площади, в палеоценовое время, существовал вулканический аппарат центрального типа. Так, крупный Николаевский массив диоритов, который по форме, вещественному составу и облику краевых фаций сопоставляется с палеоценовыми самаргинскими андезитами и, в связи с этим, рассматривается как субвулканическое тело в составе андезитовой формации, пространственно совмещен с экстружией липарито-дацитового состава. Эти тела, приуроченные к узлу пересечения нескольких крупных нарушений, окружены

с трех сторон разрозненными останцами некогда обширного андезитового покрова. Центр вулкана, в настоящее время глубоко эродированный, располагался, по-видимому, на площади современного возораздела падей Николаевской и Барачной.

5. Более поздние интрузивные образования представлены генетически самостоятельной фазой гранит-порфиров. Эти породы проявлены в форме мелких штокообразных интрузий и субвулканических тел. Породы последних аналогичны гранит-порфирам по составу, но отличаются неполнокристаллическими структурами на протяжении нескольких сотен метров от поверхности.

6. Отличительной особенностью пород гранит-порфирового ряда является исключительная интенсивность связанных с ними постмагматических проявлений (серцитизации, калишпатизации, окварцевания), по-видимому, свидетельствующая об обилии летучих составляющих в гранит-порфировых расплавах. С процессами аутометасоматической переработки связаны превращение гранит-порфиров в метасоматические «лейкократовые пегматоидные граниты» и сопутствующая гранитизация вмещающих пород (в частности, диоритов Николаевского массива).

7. Размещение мелких тел гранит-порфиров в диоритах Николаевского интрузива рассматривается как пространственное совмещение генетически не связанных интрузивных образований.

Участок Светлого отвода и горы Солонцовой

Рассматриваемая площадь расположена в бассейне кл. Светлого, правого притока р. Тетюхе в ее среднем течении. Гора Солонцовая является господствующей вершиной водораздела рек Тетюхе и Кривой. Участок Светлого отвода неоднократно служил объектом детальных геологических исследований (В. С. Булыго, Ю. С. Бородаев, Ю. В. Рипинский, В. В. Берлизов и М. С. Гусев).

К настоящему времени установлено, что участок Светлого отвода в значительной своей части приурочен к грабену север-северо-западного простирания, пересекающему юго-восточное крыло Кинцухе-Горбушинской антиклинали. Восточным ограничением грабена служит разлом, проходящий вдоль долины кл. Светлого. Восточнее этой границы обнажены осадочные породы тетюхинской свиты (T_3), входящие в состав протяженной структуры Кинцухе-Горбушинской антиклинали. Остальная часть площади занята эффузивными и субвулканическими образованиями верхнемелового третичного возраста, отличающимися пестротой состава и разнообразием фациального характера.

Внутренняя структура грабена оказалась исключительно сложной. На значительной части месторождения на протяжении каждого нескольких метров можно наблюдать смену состава и элементов залегания пород, различные по характеру контакты (магма-

тические, стратиграфические и тектонические), нарушения различного направления, включения одних пород в другие, дайки и некки, переслаивание эффузивов различного состава и т. д. — все это при значительном развитии вторичных изменений пород и наложенной минерализации.

Изучение магматических пород Светлого отвода и горы Солонцовой было проведено автором летом 1958 г. При этом был произведен осмотр и документация значительной части горных выработок и кернов скважин, вскрывающих изверженные породы, и составлена схематическая геологическая карта.

В пределах описываемого участка наблюдается такая последовательность магматических пород (снизу вверх):

1. Туфы и туфобрекчии кварцевых порфиров верхнего мела. Мощность 150—250 м.

2. Андезиты самаргинской свиты. Палеоцен (?). Мощная (свыше 700 м) толща андезитов, реже андезито-дацитов и их туфов, в составе которой в резко подчиненном количестве присутствуют локально распространенные на разных горизонтах покровы туфов, туфолав и туфобрекчий кварцевых порфиров и их жерловые фации. Среди пород, входящих в подчиненном количестве в состав самаргинской свиты, выделены глыбовые туфобрекчии, локализованные в пределах тектонической депрессии в западной и южной частях площади. Возрастным аналогом толщи глыбовых брекчий являются туфы смешанного состава, содержащие в кислом туфогенном цементе обломочный материал андезитов.

3. Плагииолипариты богопольской свиты (палеоцен-эоцен?), их фельзитовые разности в виде покровов, некков, даек, пластовых тел и гранофиры, являющиеся субвулканической разностью плагииолипаритов.

4. Диабазовые и полевошпатовые порфириды в виде сит даек.

Кварцевые порфиры, их туфы и туфобрекчии верхнемелового возраста, относимые к ольгинской серии, несогласно перекрывают мезозойские осадочные породы. Описываемая толща имеет максимальную мощность 250 м и представлена преимущественно однообразными светло-серыми или желтоватыми литокристалло-кластическими туфами кварцевых порфиров, в которых многочисленны обломки и зерна кварца достигают 5 мм в поперечнике. Местами обильные вытянутые включения посторонних пород и зеленоватого измененного вулканического стекла придают породам облик туфолав. В разрезе толщи наблюдается многократное чередование различных по текстуре, но близких по составу кислых пирокластов, в целом аналогичных верхнемеловым эффузивам Николаевского участка. К югу, по направлению к верховьям кл. Светлого, толща верхнемеловых эффузивов выклинивается.

Андезиты и их туфы самаргинской свиты (палеоцен). Рассматриваемая площадь отличается наиболее широким, по сравнению с остальной территорией района, распространением палеогеновых андезитов. Пологозалегающая толща андезитов несогласно перекрывает и мезозойские осадочные образования, и верхнемеловые кислые эффузивы, причем подошва ее располагается примерно на отметке 500 м. Местами покровы андезитов спуска-

ются значительно ниже, следуя, вероятно, поверхности древнего рельефа (Фаворская, 1956). Кроме того, в прирусловой части долин обнажены многочисленные каналы излияния андезитов в виде даек различной мощности и заполненных лавобрекчиями нектров.

Толща андезитов сравнительно однообразна по составу и сложена плотными темными или зеленовато-серыми лавами с крупными, до 4—6 мм таблитчатыми вкрапленниками плагиоклазов, реже туфами. В среднем течении кл. Светлого, на площади месторождения Светлый отвод, лавы и туфы андезитов интенсивно и неравномерно изменены вторичными процессами — они окварцованы, серицитизированы, скарнированы, замещены карбонатами и т. д. На остальной площади для андезитов характерны хлоритизация и эпидотизация. В распределении фаций и мощностей андезитов на участке существуют определенные закономерности. Наибольшей мощности андезиты достигают в центральной части поля их распространения, где андезитами сложены вершины и отроги господствующей в районе горы Солонцовой. Данными бурения на участке Светлом установлено, что в направлении с Северо-запада на юго-восток нижняя граница андезитов заметно погружается, достигая 400 м (и более), ниже дневной поверхности. В этом же направлении резко увеличивается и мощность наземной андезитовой постройки. Таким образом, мощность андезитов близ вершины Солонцовой явно превышает 1000 м хотя в среднем по региону мощность самаргинской свиты определяется в 500 м. На одной из вершин горы Солонцовой установлено широкое распространение глыбовых туфоагломератов андезитового состава с интенсивно осветленным — окварцованным и каолинизированным цементом. Эти образования напоминают жерловые фации андезитов.

Все это позволяет предполагать, что в районе горы Солонцовой существовало крупное вулканическое сооружение. С этим предположением согласуется и распределение кислых эффузивов, более молодых, чем андезиты.

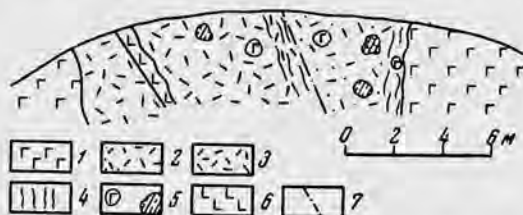
Формирование толщи андезитов происходило длительно, с перерывами, причем перерывы сопровождались локальными размытиями, извержениями кварцевых порфиров и образованием своеобразных туфобрекчий.

Туфы и лавы кварцевых порфиров, смешанные туфы, извержения которых в раннетретичное время чередовались с извержениями андезитов, представляют значительный интерес.

Наибольшим распространением в указанной группе кислых эффузивов пользуются туфы, туфобрекчии и лавобрекчии кварцевых порфиров. Линзовидные залежи кислых туфов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров встречены на различных горизонтах в разрезе андезитов на левом борту кл. Светлого, в его верховьях, и на гребне водораздела ключей Светлого и Тигрового.

Не менее, чем горизонты туфов и туфолов кварцевых порфиров, распространены пологие и крутые дайки и пластовые тела этих пород, пересекающие андезиты.

Так, например, один из каналов извержения «внутриандезитовых» туфов и туфолов кварцевых порфиров установлен на правом борту долины кл. Светлого, где в андезитах вскрыт сложный



Фиг. 10. Разрез нека кварцевых порфиров, прорывающего самаргинские андезиты

1 — андезиты; 2 — туфы кварцевых порфиров; 3 — лавы кварцевых порфиров; 4 — флюиальность; 5 — включения андезитов и осадочных пород в туфах и лавах нека; 6 — липариты; 7 — нарушения

некк кислого состава поперечником около 15 м (фиг. 10), прорывающий андезиты. Некк сложен лавобрекчиями кварцевых порфиров с крутой флюиальностью.

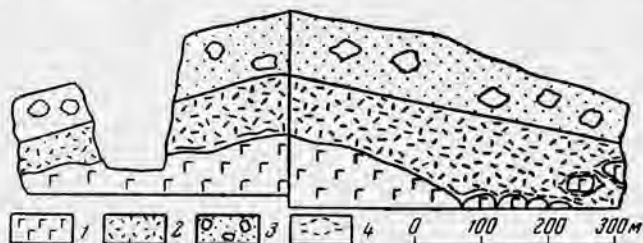
Характерными признаками нека являются: крутопадающие контакты, крутая флюиальность, обилие обломков пород осадочного фундамента, а также включений андезитов и кварцевых порфиров.

Пологие тела кварцевых порфиров с мелкообломочными эруптивными лавобрекчиями в эндоконтактах чрезвычайно обильны в андезитах и обнаружены десятками скважин. Эруптивный характер контактов таких внедрений отчетливо устанавливается под микроскопом. Известны также горизонты туфов и лав кварцевых порфиров, залегающие среди андезитов. Так, в магистральной канаве Западной на протяжении около 100 м (пикеты 72—61) вскрыты выходы туфолов кварцевых порфиров, заполняющих (судя по направлению контактов и флюиальности) пологую депрессию в андезитах. Туфолавы переполнены окатанными включениями андезитов от 5 до 80 см в поперечнике (фиг. 11).

Пирокластическими аналогами описанных кварцевых порфиров являются «смешанные туфы».

Смешанными эти туфы названы потому, что связующая масса в них сложена кислыми туфами кварцевых порфиров с пепловой структурой, а среди включений более 50% составляют вторично измененные основные плагиоклазы или обломки разрушенных андезитов (фиг. 12). Внешне это светло-серые, бежевые или

зеленовато-бурые мелкообломочные породы с многочисленными включениями белых зерен плагиоклаза, редкими обломочками кварца и обильными обломками всех подстилающих пород, включая андезиты. Преобладающий размер посторонних включений 0,5—5 см. Местами в этих породах отчетливо проявлена слоистость.



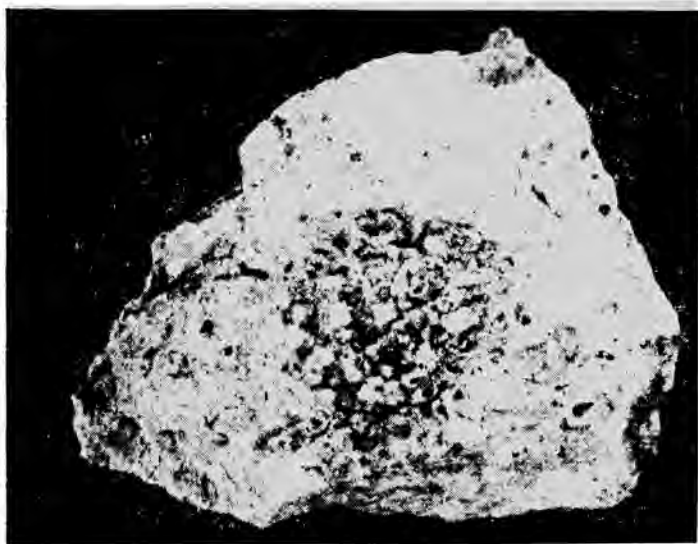
Фиг. 11. Налегание туфов кварцевых порфиров на са-
маргинские андезиты. Магистральная канава Западная:

1 — андезиты; 2 — туфолавы кварцевых порфиров; 3 — делювий;
4 — флюиальность

Стратиграфическое положение смешанных туфов определяется следующими фактами: на левом борту кл. Светлого, на отметках 400—450 м, смешанные туфы образуют прерывистый горизонт, мощностью от долей метра до нескольких десятков метров. Смешанные туфы несогласно налегают на осадочные породы и на андезиты нижней части палеоценовой андезитовой толщи. Местами эти туфы заполняют каналы извержения; примером служит зарисовка канавы, см. фиг. 13. Вверх по разрезу и по простиранию смешанные туфы сменяются туфами и туфобрекчиями кварцевых порфиров (в обломочной части которых андезитовый материал уже не составляет главной части).

Аналогичное положение смешанных туфов устанавливается на правобережье кл. Светлого, однако здесь они еще менее выдержаны по простиранию и связаны взаимопереходами как с туфами кварцевых порфиров, так и с глыбовыми туфобрекчиями.

Туфобрекчии и глыбовые туфобрекчии также являются широко распространенными фациальными разновидностями нижнепалеоценовых кислых эффузивов. Эта группа пород отличается большим разнообразием состава и текстур, причем ее различные представители связаны постепенными переходами. Обломочная часть туфобрекчий представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кварцитами, туфами и лавами кварцевых порфиров и андезитов. Цементом являются главным образом туфы кварцевых порфиров, реже туфы андезитов, а также аргиллиты и туфо-аргиллиты. Нередко роль цемента играют лавы кислого, реже среднего состава, переполненные обломками и внедрившиеся, как это во многих случаях доказано, в виде даек и пластовых тел по ослаб-



Фиг. 12. Обломок андезита в «смешанном» туфе

ленным контактам между отдельными крупными глыбами. Текстура пород меняется от мелкообломочных брекчий и конгломератов, с преобладающими размерами обломков 0,5—5 см, до несортированных «глыбовых» брекчий, в которых включения (преимущественно известняки и глинистые сланцы) достигают несколько десятков метров и более в поперечнике*. Выходы глыбовых туфобрекчий слагают протяженное поле на юго-востоке участка.

Глыбовые и крупнообломочные туфобрекчий в разрезе и по простиранию нередко связаны постепенными переходами с аналогичными или более тонкообломочными породами, но уже с осадочным и туфогенно-осадочным цементом.

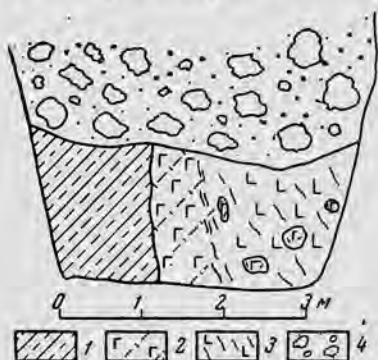
Верхняя граница описываемой толщи с андезитами установлена к юго-западу от кл. Сухого. Там толща грубообломочных полимиктовых брекчий с цементом, представленным кислыми туфами, вскрыта скв. 117 на глубине 50 м над покровом чередующихся кислых туфов и андезитов. Несколько южнее, на глубине 125 м эта же толща глыбовых туфобрекчий установлена под покровом андезитов и их туфов.

Представления о мезозойских осадочных породах левобережья кл. Светлого как о перемещенных глыбах в вулканогенном третичном цементе, высказанные еще в 1933 г. В. С. Булыго,

* Контакты таких глыб в туфогенном цементе, вскрытые канавами, нередко ошибочно картировались как контакты осадочных и эффузивных свит.

подтвердились проведенными впоследствии буровыми работами. Поэтому можно утверждать, что глыбовые брекчии протягиваются полосой север-северо-западного простирания по всей долине кл. Светлого.

Стратиграфическое положение глыбовых брекчий близко таковому смешанных туфов — брекчии возникли на ранних этапах формирования толщи палеогеновых андезитов. Об этом свидетельствует следующее: во-первых, мощная пологозалегающая толща андезитов занимает более высокие гипсометрические уровни, чем толща туфобрекчий, и, во-вторых, андезиты присутствуют в виде глыб и цемента в составе брекчий или частично подстилают туфобрекчии.



Фиг. 13. Прорывание липаритами смешанных туфов (по-видимому, участок канала нескольких излияний)

1 — глинистые сланцы $T_1 - U_2$;
2 — смешанные туфы; 3 — флюидальные липариты с ксенолитами смешанных туфов; 4 — осыпь

Итак, приведенные факты показывают, что в районе кл. Светлого наряду с извержениями андезитов в значительном объеме происходили извержения кварцевых порфиров. При этом «внутриандезитовые» кварцевые порфиры неотличимы от подстилающих андезиты верхнемеловых, ольгинских пород, а переходы между кварцевыми порфирами и андезитами всегда резкие. Наиболее естественное объяснение этих фактов заключается в том, что начало излияний андезитов, приуроченных

к локальным зонам, во времени совпали с завершающими извержениями регионально распространенных ольгинских кварцевых порфиров.

Прежде чем переходить к описанию более молодых эффузивов, следует отметить одну из особенностей залегания описанных выше вулканогенных пород.

Как указывалось в очерке геологического строения района, в среднем течении р. Тетюхе верхнемеловые кварцевые порфиры смяты в складки северо-восточного простирания, с амплитудой, измеряемой первыми километрами, и углами падения на крыльях до 20° , а палеогеновые андезиты и липариты залегают очень полого или горизонтально на эродированной поверхности кварцевых порфиров и более древних осадочных пород.

Однако в пределах месторождения Светлый отвод андезиты и кислые эффузивы нижней части разреза палеогеновой толщи интенсивно смяты, причем складки имеют преимущественно северо-западное простирание, что в целом для района совершенно

нехарактерно. Протяженность подобных складок очень невелика, амплитуда измеряется десятками до первых сотен метров, а углы падения на крыльях достигают 70°. Подобные структуры часто сменяются структурами северо-восточного простирания, причем прослеживание их затрудняется, поскольку площадь месторождения разбита многочисленными дизъюнктивными нарушениями. В качестве примеров приведено описание некоторых стратиграфических контактов между близкими по возрасту пирокластическими или вулканогенно-осадочными породами (табл. 3). Нарушения

Т а б л и ц а 3

Ориентировка стратиграфических контактов правого борта кл. Светлого

Характер контакта	Залегание
Налегание брекчин с алевролитовым цементом на туфы андезитов. Породы связаны постепенными переходами	Простирание 300°, падение ЮЗ < 35°
Ориентировка галек в конгломератах, залегающих на андезитах	Простирание 300°, падение ЮЗ < 60°
Туфобрекчин кварцпорфиров налегают на туфы андезитов	Простирание 310°, падение ЮЗ < 20°
Слоистость в туфах андезитов	Простирание 315°, падение СВ < 15°
Стратиграфический контакт кислых туфов с вышележащими осадочными брекчиями	Простирание 310°, падение СВ < 50°
Налегание туфов андезитов на осадочные брекчин	Простирание 305°, падение ЮЗ < 70°
Слоистость в туфах и туфобрекчиях андезитов	Простирание 310°, падение ЮЗ < 10—15°

наблюдаются либо в виде зон дробления и смещения пород, либо фиксируются расположением магматических и рудных тел и направлением современных речных долин, часто имеющих в плане ступенчатую форму (истоки кл. Светлого). В данном случае факты были рассмотрены более детально благодаря «аномальному» северо-западному простиранию складок в вулканогенных породах, но по аналогии можно полагать, что нередко отмечаемая в районе интенсивная пликативная тектоника третичных отложений также тесно связана с дизъюнктивными нарушениями.

Плаггиолипариты богопольской свиты (зоцен?). Эти породы, также широко распространенные на участке, весьма разнообразны по облику и формам проявления. В долине кл. Светлого они представлены серией крутых даек, реже штоков и пологих тел, использующих для своего внедрения преимущественно нарушения вдоль контактов разновозрастных пород. Внешне — это плотные порфировые породы, окрашенные в светло-серые или темные, зеленовато-серые тона, с обильными вкраплениями белых полевых

шпатов. У контактов обычна флюиальность, а также обильные мелкие включения вмещающих пород. Местами породы представлены темными стекловатыми лавобрекчиями. Туфовые разности почти неизвестны. По возрасту плагиолипариты моложе всех известных на участке пород, кроме диабазовых даек. Геологические соотношения плагиолипаритов с другими породами доказываются многочисленными случаями непосредственных пересечений. Так, кислые, лавобрекчии описанного на стр. 57 некка, секущего андезита, пересечены, в свою очередь, маломощными даечками фельзолипаритов.

В восточной стенке канавы 1253 вскрыт контакт между измененными, ороговикованными андезитами и прорывающими их лавами липаритов. Лавы буровато-зеленые, содержат мелкие и редкие включения кварца и плагиоклазов. Вдоль контактов проходит небольшая зона закалки в липаритах. Под микроскопом видно, как флюиальное стекло липаритов приварено к обломанным у контакта вкрапленникам плагиоклаза в андезитах. Андезиты у контакта ороговикованы. Направление контакта — азимут простирания 300, падение ЮЗ $\angle$ 30°.

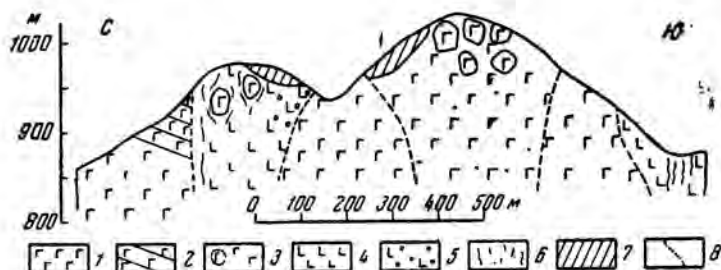
Таких примеров можно привести десятки. Липаритовая магма активно проникала по всем ослабленным зонам и ее проявления в пределах месторождения Светлый отвод представлены исключительно широко. Особенно часто кислые лавы и туфолавы внедрялись вдоль контактов андезитов с более древними породами — очевидно, используя зоны нарушения. Такие внедрения часто бывают очень маломощными, порода в них представлена слабо поляризующим стеклом с мелкими угловатыми обломочками кварца, плагиоклазов, алевролитов. В отдельных случаях установлено, что подобные образования имеют дацитовый состав. Возможно, дацитовые внедрения распространены на участке шире, но трудности диагностики слабонераскристаллизованных разностей мешают уточнить масштабы их проявления.

За пределами месторождения Светлый отвод плагиолипариты богопольской свиты особенно широко распространены в верховьях кл. Светлого и на горе Солонцовой.

Многие геологи считали характерной чертой палеоценовых андезитов горы Солонцовой наличие маломощных резко подчиненных горизонтов фельзитов, причем в одних случаях указывалось на их залегание в основании разреза андезитов (Фаворская, 1956; Бородаев, 1960), в других — на ритмичное чередование их с андезитами (Р. Е. Остроумов, Ю. В. Рипинский).

Исследования автора показали, что на вершине и гребнях отрогов горы Солонцовой липариты пользуются широким распространением, причем являются образованиями более молодыми, чем андезиты, и, возможно, заслуживают выделения в самостоятельную свиту. По аналогии с соседними районами, можно отнести липариты горы Солонцовой к богопольской свите (зоцен?).

На вершинах и юго-восточных отрогах горы Солонцовой плагиолипариты заметно преобладают над андезитами. Кислые лавы представлены здесь темно-коричневой стекловатой породой, с белыми табличками плагиоклазов, и почти повсеместно содержат в различном количестве угловатые включения андезитов — часто осветленных и ороговикованных. Породам свойственна тонкоплитчатая отдельность, а также флюидалность, особенно отчетливо проявленная у контактов и хорошо различимая в выветрелых разностях.



Фиг. 14. Схематический разрез вершины г. Солонцовой:

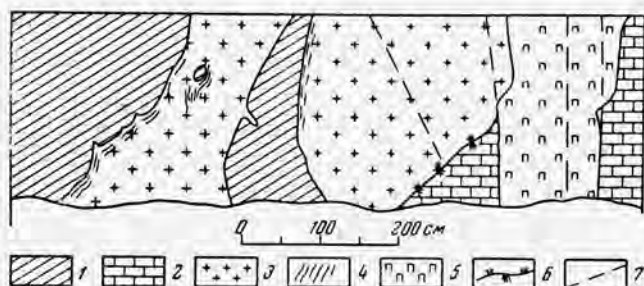
- 1 — андезиты; 2 — слоистые туфы андезитов; 3 — туфоагломераты андезитов; 4 — липариты; 5 — туфы липаритов; 6 — флюидалность; 7 — осыпь; 8 — предполагаемые геологические границы

В участках с заметной раскристаллизацией породы приобретают светлый до желтовато-розового оттенок. Неравномерное развитие участков раскристаллизации вдоль флюидалности приводит к появлению линзовидно-полосчатых пород, внешне напоминающих туфолавы.

Отдельные выходы плагиолипаритов на водораздельном гребне горы Солонцовой можно с достаточным основанием считать каналами излияний. Так, на северо-западном склоне слоистые туфы андезитов, залегающие с азимутом падения $160^\circ \angle 25^\circ$, прорваны стекловатыми плагиолипаритами. Непосредственно магматический контакт липаритов с туфами андезитов наблюдается лишь в смещенных глыбах, однако в коренных выходах липаритов на склоне и вершине отчетливо видно вертикальное (с простиранием 250°) направление флюидалности — что с несомненностью указывает на наличие канала излияния. На юго-восточном склоне той же вершины, на его нижней трети, наблюдаются высыпки туфов липаритов, которые в других местах практически неизвестны. Это также может служить косвенным указанием на близость жерла (фиг. 14).

На пологом перешейке между вершинами отчетливо выражен в рельефе холм, высотой в 20 м с поперечником основания около 120 м.

Холм образован коренными выходами липаритов с тонкой вертикальной флюидалностью, имеющей простирание 140° . Флюидалность неправильная «плойчатая», что свидетельствует о выжимании вязкой магмы под давлением. Особенности липаритов в этих выходах являются их значительная раскристаллизация и как следствие этого — светлая, розовато-желтая окраска породы, а также отсутствие ксенолитов андезита. Предполагается, что липариты здесь образуют купол, выжатый и застывший под покровом андезитов и впоследствии частично эродированный.



Фиг. 15. Контакты интрузии гранофиров (зарисовка стенки кваршлага)

- 1 — глинистые сланцы; 2 — известняки; 3 — гранофиров;
4 — флюидалность; 5 — диабазовые порфиры; 6 — скарнирование; 7 — нарушения

Обнаружены каналы излияния липаритов не только в виде изометричных жерл, но и в виде протяженных трещин. Так, на юго-западном отроге вершины, вдоль его гребня более чем на 300 м протягиваются выходы дайки в виде сплошного скального уступа высотой 1—2 м. Липарит дайки сравнительно хорошо раскристаллизован, и его отдельность близка к столбчатой. Залегаet дайка с азимутом падения $130 \angle 70^\circ$. В осыпи близ дайки, в липаритах обнаружены ксенолиты андезитов до 30 см в диаметре.

Описание остальных нектров, установленных на участке, для краткости опущено. Все отмеченные центры излияния приурочены к узкой полосе север-северо-западного простирания, продолжением которой к северу служат ограничения грабена кл. Светлого — очевидно размещение вулканических аппаратов контролируется протяженной ослабленной север-северо-западной зоной. Этот факт, а также широкое распространение на участке самых разнообразных фациальных проявлений липаритовой магмы позволяют по-новому расшифровать и природу гранофирового массива кл. Светлого.

Массив гранофиров кл. Светлого расположен в северо-восточной части месторождения на водоразделе ключей

Светлого и Веселого. На поверхности наиболее протяженные выходы гранофиров площадью примерно 500×200 м наблюдаются в русле и бортах кл. Веселого. В русле и правом борту кл. Светлого обнажены многочисленные апофизы интрузии в виде изометричных крутопадающих тел различной мощности, даек и пологих залежей, причем все эти внедрения проникают преимущественно вдоль контактов разновозрастных эффузивных толщ, и по зонам нарушений, ограничивающим мелкие тектонические блоки.

На глубине гранофиры вскрыты рядом горных выработок. Установлено, что массив представляет собою сложное по форме тело, состоящее из пологой залежи, мощностью до 150 м с многочисленными крутыми и пологими апофизами (фиг. 15). Протяженность главной залежи с севера на юг превышает 1,2 км. Питающий канал, по-видимому, находится в восточной части поля, где скважиной в левом борту кл. Веселого гранофиры пересечены на максимальную мощность — около 300 м. В нижней части разреза по этой скважине в гранофирах устанавливается крутая флюиальность — что, возможно, тоже указывает на близость питающего канала.

Известны интрузивные контакты гранофиров (и их разновидностей — флюиальных фельзо-липаритов, стекловатых лавобрекчий и т. д.) со всеми представленными на участке породами, включая андезиты. Дайки диабазовых порфиритов, в свою очередь, пересекают гранофиры.

Внешний облик гранофиров в апофизах сильно варьирует в зависимости от их мощности. Как уже упоминалось, отдельные мелкие выходы сложены темно-серыми флюиальными лавами; полосчатыми лавами с чередующимися линзами более или менее раскристаллизованного стекла, лавобрекчиями с темно-серым или зеленоватым цементом, переполненными обломочками эффузивных и осадочных пород и т. д. В штоках и залежах до нескольких метров мощностью, вскрытых на поверхности, отчетливо видны переходы от закаленных эндоконтактов к более раскристаллизованным породам в центре.

По внешнему облику и составу гранофиры краевых частей и маломощных апофиз неотличимы от описанных ранее эффузивных липаритов.

Предыдущие исследователи (В. С. Булыго, Ю. С. Бородаев, Ю. В. Рипинский, Р. Е. Остроумов и др.) считали гранофиры апикальными частями слабо эродированного гранитного массива, а развитые в пределах месторождения интрузивные фельзо-липариты — апофизами этого массива. Установление факта широкого распространения на исследованной площади более молодых, чем андезиты эффузивных и субвулканических липаритов богоспольской свиты заставляет отнести гранофиры Светлого отвода к субвулканическим аналогам липаритов. На это указывает, прежде всего сходство облика и состава гранофиров и липаритов, а также

такие признаки, как незначительная вертикальная мощность и пологая форма тела, отсутствие контаминации на контакте с андезитами, незначительный экзоконтактовый ореол, отсутствие изменения структуры с глубиной, однофазность и отсутствие собственной жильной серии, а также размещение гранофиоров в пределах приподнятого тектонического блока в зоне, контролирующей распределение липаритовых вулканических аппаратов. Все эти факты, по-видимому, служат достаточным обоснованием для вывода о субвулканической природе гранофиоров. Микроскопическое изучение, а также изучение химизма и элементов-примесей подтверждают этот вывод.

Формация плагиолипаритов интересна во многих отношениях. Расположение крупных некков и куполов на вершинах горы Солонцовой подтверждает представление о наличии вулканического аппарата на этом участке. Совмещение центров излияния андезитов и липаритов, пусть в очень косвенной форме, свидетельствует о принадлежности их в данном случае к единому раннетретичному эффузивному циклу, как это установлено для региона в целом. Размещение некков и даек липаритов трассирует протяженную ослабленную зону северо-северо-западного простирания и тем самым уточняет представление о наложенной, секущей структуре грабена Светлого. Наконец, сравнение облика и вещественного состава плагиолипаритов с близкими по возрасту «внутриандезитовыми» кварцевыми порфирами указывает на их различие и заставляет сопоставлять эти кварцевые порфиры с породами Ольгинской толщи.

Наиболее молодые магматические породы на описываемом участке представлены диабазовыми порфиритами. Они известны на провобережье кл. Светлого, где образуют серию параллельных субмеридиональных крутопадающих даек. Дайки в виде полосы северо-северо-западного простирания прослежены примерно на 4 км на рассматриваемом участке и на такое же расстояние по левобережью р. Тетюхе, по Ю. Т. Гурулеву. Нужно отметить, что такая выдержанность по простиранию и протяженности — отличительные особенности данной свиты даек.

В свежих разностях диабазы — плотные темно-серые порфировые породы, с редкими разрушенными выделениями плагиоклаза.

Относительный возраст диабазовых порфиритов устанавливается по непосредственным пересечениям ими всех известных на участке пород. В качестве примера приведены зарисовки контактов дайки диабазовых порфиритов с гранофирами (фиг. 16).

Оруденение на месторождении Светлый отвод представлено обычными для Тетюхинского рудного поля типами: трубчатые тела и зоны геденбергит-сульфидных руд на контактах известняков и алюмосиликатных пород, пересекаемых северо-западными нарушениями. Более мелкие рудопоявления приурочены к нарушениям всех направлений, и, практически, все контакты магмати-

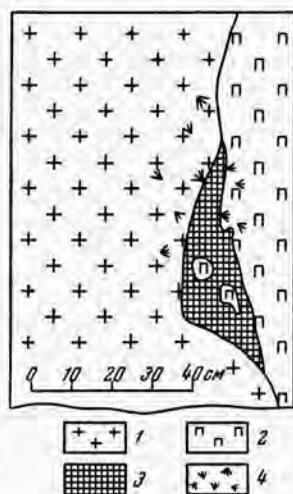
ческих пород с известняками в той или иной мере оруденелые. Рудный скан развивается местами по контактам гранофиров с андезитами. Вне месторождения в контактах с дайками плагиолипаритов андезиты иногда осветлены, в них появляется вкрапленность галенита и сфалерита.

Описанное оруденение моложе всех известных на площади магматических пород, включая дайки диабаз-порфиров. Например, на левом борту кл. Веселого вскрыта дайка диабазовых порфиров, пересекающая контакт известняков и гранофиров. В эндоконтакте дайки наблюдается тонкая зона закалки. Зона сканна частично проходит в гранофире, не затрагивая закалку дайки, частично же сканнирована и порода дайки; кроме того в массивной руде наблюдаются ксенолиты измененного диабаза. Близкие соотношения наблюдаются и в ряде горных выработок.

Заключение. Наиболее существенные представления, полученные при изучении магматизма участка Светлый отвод — гора Солонцовая, кратко сводятся к следующему.

Район горы Солонцовой в раннетретичное время по-видимому являлся крупным центром вулканической активности. Указаниями на это служат: резкое увеличение мощности андезитов в этом направлении, размещение жерловых фаций андезитов, а также неков и куполов липаритов на вершинах горы Солонцовой, широкое распространение на этом участке покровов лав самаргинских андезитов и богопольских (?) липаритов. Необходимо отметить, что помимо горы Солонцовой, на всей рассматриваемой площади такие покровные липариты неизвестны вообще, а андезиты отмечены только в верховьях пади Николаевской (по многим признакам — также вблизи эродированного вулканического аппарата).

Размещение субвулканических тел плагиолипаритов в пределах узкой полосы север-северо-западного простирания (наряду с другими признаками, как-то: ориентировка крупных нарушений вдоль русла кл. Светлого, свиты даек диабаз-порфиров и полосы развития глыбовых туфобрекчий) указывает на существование весьма протяженной ослабленной зоны север-северо-западного простирания. Собственно грабен Светлого отвода, очевидно, связан с одним из отрезков этой длительно существовавшей зоны.



Фиг. 16. Оруденение развивается вдоль контакта гранофиров с дайкой диабаза. Обе породы подвергаются сканнированию

1 — гранофир; 2 — диабаз дайки; 3 — руда; 4 — сканнирование

Крупный массив гранофилов Светлого отвода является не обычным гранитным интрузивом, а субвулканическим массивом формации богопольских (?) плагиолипаритов.

Наличие в составе разреза палеоценовых андезитов подчиненных покровов кварцевых порфиров, по всем признакам аналогичных верхнемеловым кварцевым порфирам, заставляет предполагать, что регионально развитые извержения кварцевых порфиров и локальные излияния андезитов в раннепалеогеновое время происходили одновременно, а следовательно, магматические источники этих образований существовали параллельно.

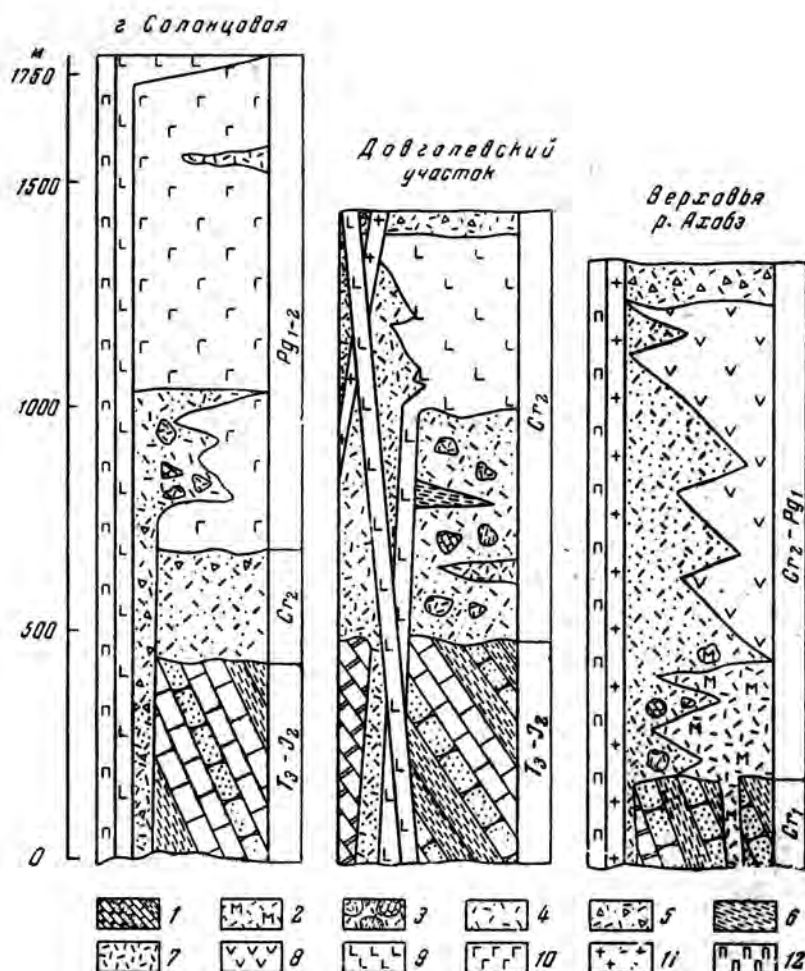
* * *

Приведенные выше описания участков дают представление о главных чертах геологических соотношений, развитых в районе эффузивов (фиг. 17). К юго-востоку от описанных площадей, вплоть до берега Японского моря (бассейны рек Ахобэ, Кривой, Прямой, Монастырки, низовья Тетюхе), простирается толща кислых эффузивов Ольгинской серии. Здесь эта толща сохраняет, в целом, тип разреза, описанный в верховьях Ахобэ. Для нее характерны отсутствие порфиритов в основании, появление дайковых порфиритов в верхах разреза и локальная смена их ультракислыми разностями; резкие колебания мощностей и т. д. Такой тип разреза, свойственный центральной части Тетюхинского района, для восточного побережья Сихотэ-Алиня в целом представляется несколько экзотическим. Действительно, на обширных площадях к северу (бассейн р. Б. Синанчи) и к востоку — начиная с междуречья Мутухе — Ахобэ, для верхнемелового разреза характерно наличие порфиритов в основании и широкое развитие перекотложенных и подводных фаций эффузивов (слоистых туфов, туффигов, туфогенно-осадочных пород) в средней и верхней частях разрезов.

К северу и северо-западу от исследованной площади (верховья рек Тетюхе и Б. Синанчи) широко распространены липариты предположительно эоценового возраста, а также дайки липаритов и гранит-порфиров, представляющие собою корни или дериваты этих липаритов. Автором были изучены лишь отдельные разрезы этой толщи в целях сопоставления вещественного состава изверженных пород.

Ниже будут описаны те участки района, где наиболее полно выявлены соотношения между интрузивными и жильными образованиями.

Как уже упоминалось, среди третичных интрузивных пород района выделены представители двух типов: приповерхностных гранит-порфиров, с сопровождающими их жильными порфиридами — и более ранних, обычно более крупных, многофазных или сложных по составу гранитоидных интрузивов, типа Приморских



Фиг. 17. Сопоставление эффузивных разрезов центральной части Тетюхинского района

1 — осадочные породы мезозоя — чередование известняков, песчаников, глинистых и кремнистых сланцев; 2 — микроклиновые кварцевые порфиры; 3 — глыбовые туфобрекчии кварцевых порфиров; 4 — туфы кварцевых порфиров; 5 — туфобрекчии кварцевых покровов; 6 — осадочные породы — прослои среди эффузивов; 7 — лавы кварцевых порфиров; 8 — дациты, полевошпатовые порфиры; 9 — плагиолипариты, фельзиты; 10 — андезиты; 11 — гранит порфиры; 12 — диабазовые порфиры

гранитоидов. Представителями последних в Тетюхинском районе являются интрузивы 27-го ключа и горы Прямой. Массив 27-го ключа весьма типичен и поэтому описан более подробно.

Участок 27-го ключа и массив горы Прямой

Рассматриваемая площадь охватывает бассейн 27-го ключа — правого притока р. Тетюхе — и примыкает с востока к описанному выше участку кл. Светлого.

По сложившимся к настоящему времени представлениям (Р. Е. Остроумов, М. Ф. Пальгуева, В. А. Сапожников), участок 27-го ключа приурочен к юго-восточному крылу Киндухе-Горбушинской антиклинали. В строении его принимают участие осадочные породы среднеюрского (?) и нижнемелового (?) возраста, образующие крутую синклинальную складку северо-восточного простирания. К ядру складки приурочена несогласно залегающая на осадочных породах толща кислых эффузивов, представленная в низах туфоконгломератами с кварцево-порфировым цементом, а выше — незакономерно чередующимися туфами и туфобрекчиями кварцевых порфиров. Как осадочные отложения, так и кислые эффузивы, относящиеся к верхнемеловой ольгинской толще, несогласно перекрыты палеоценовыми андезитами самаргинской свиты, в основании которых залегают невыдержанные по мощности горизонты флюидалных липаритовых лав и туфов смешанного состава. Андезиты верховьев 27-го ключа входят в состав единого поля покровов, тяготеющих к вершине горы Солонцовой. Кроме того, на рассматриваемом участке многочисленны нейки, пластовые залежи и дайки андезитов. Отдельные крутопадающие дайки андезитов, мощностью 1—2 до 30 м прослежены на 500 м. Все описанные отложения прорваны гранитоидной интрузией — так называемым интрузивом 27-го ключа.

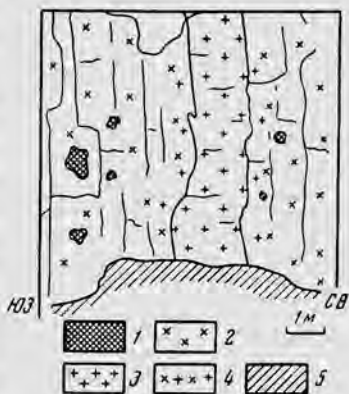
Массив 27-го ключа расположен в среднем его течении, приурочен к ядру синклинальной складки и занимает площадь примерно в 4 км². По форме это — неправильный асимметричный купол, с крутопадающими северо-западным и юго-восточным и пологим юго-западным контактами. Массив — сложное по составу, многофазное образование. Более половины его объема сложено кварцевыми диоритами и гранодиоритами, крайне неоднородными по облику, цвету и зернистости. Эти породы неравномерно насыщены в разной степени переработанными ксенолитами осадочных пород и основных эффузивов. Сильно переработанные ксенолиты андезитов по облику и составу соответствуют диоритам — гранодиоритам. Преобладающие размеры ксенолитов 1—2 до 50 см в диаметре. Не менее широко распространены такситовые разности пород, в которых угловатые обособления кварцевых диоритов и гранодиоритов, или изометричные шлиры, погружены в светлый «цемент» гранит- и гранодиорит-порфирового состава.

В отдельных участках (например, устье кл. Диоритового — фиг. 18) кварцевые диориты и гранодиориты прорваны дайками розовых гранит-порфиров, образующих стекловатые зоны закалки в эндоконтактах.

Более молодой возраст массива 27-го ключа по отношению к самаргинским андезитам устанавливается весьма отчетливо. Так, на гребне водораздела ключей Оленьего и Диоритового канавой вскрыт контакт между атакситовыми светлыми гранит- и гранодиорит-порфирами и андезитами. Гранит-порфиры переполнены ксенолитами измененных андезитов, последние в контакте ороговикованы, неравномерно гранитизированы (с образованием порфировластов кварца и калиевого полевого шпата) и пересечены ветвящимися прожилками гранит-порфиров. Изменения в андезитах прослежены по делювию на первые сотни метров; измененные андезиты приобретают лилово-зеленую окраску, мелкозернистую структуру, очертания вкрапленников в них становятся расплывчатыми. Среди измененных пород нередко сохраняются реликтовые участки неизмененных, темно-серых андезитов с таблитчатыми вкрапленниками полевых шпатов.

Жильные породы в массиве 27-го ключа представлены многочисленными мелкими дайками аплитов, и значительно более редкими дайками диабазовых порфиров. Последние имеют мощность 0,5—1,5 до 3—4 м, и субмеридиональное простирание.

Самыми молодыми¹ изверженными породами участка являются фельзит-порфиры, образующие систему протяженных даек северо-западного простирания. Мощность таких даек 2—3 до 90 м, по простиранию они прослежены на 3—4 км, далеко выходя за пределы интрузива. Нередко в составе даек наблюдаются постепенные переходы от липаритов к дацитам. Структурное положение и особенности вещественного состава заставляют считать эти дайки субвулканическими аналогами широко распространенных на горе Солонцовой послеандезитовых плагиолипаритов.



Фиг. 18. Пересечение дайкой гранит-порфира гранодиоритов массива 27-го ключа (зарисовка вертикального обнажения)

1 — ксенолиты и шпалы в гранодиоритах; 2 — гранодиориты; 3 — гранит-порфиры; 4 — гранодиориты с повышенным содержанием кварца и калишпата; 5 — осыпь

¹ Пересечение плагиолипаритами (фельзит-порфирами) дайки диабазовых порфиров отмечено М. Ф. Пальгуевой.

Одно из первых детальных описаний магматических пород участка было дано М. А. Фаворской (1956). В составе интрузива 27-го ключа она установила незакономерное чередование кварцевых диоритов с различными по облику гранитами, а также описала дайки спессартитов близ устья 27-го ключа. Пестроту состава и повышенную основность пород массива М. А. Фаворская объяснила контаминацией гранитного расплава порфиритами, залегающими в основании эффузивного разреза.

Впоследствии геологи Тетюхинской экспедиции ПГУ, Р. Е. Остроумов, М. Ф. Пальгуева и В. А. Сапожников, отметив сложный состав и многофазный характер интрузива 27-го ключа, пришли к выводу, что кварцевые диориты ранней фазы одновозрастны с андезитами самаргинской свиты палеоцена и являются их гипабиссальными аналогами. Вывод о возрасте был сделан на том основании, что кварцевые диориты метаморфизуют нижние горизонты андезитовой толщи и наблюдаются в виде ксенолитов в верхних покровах той же толщи. При этом, под «ксенолитами» подразумевались единичные, до 2 см в диаметре среднезернистые обособления в андезитах, которые, по-видимому, могли быть и шпирами. Вывод о генетическом единстве базировался на сходстве химизма и петрографического облика краевых частей кварцевых диоритов с андезитами. Поэтому, можно лишь утверждать, что интрузив 27-го ключа моложе андезитов самаргинской свиты и древнее липаритов эоцена (?).

Исследования автора подтвердили мнение М. А. Фаворской о том, что массив 27-го ключа — типичный представитель Приморских гранитоидов; это — многофазный гранитный интрузив, в котором повышенная основность пород ранней фазы связана с контаминацией гранитного расплава более основным материалом. Однако, по-видимому, нельзя связывать появление гибридных пород с контаминацией гранитной магмы основными лавами на глубине — таких лав нет в разрезе на рассматриваемой площади. Интенсивность контаминации невозможно связывать также с воздействием андезитов кровли на месте застывания, тем более, что лишь апикальные участки гранитов соприкасаются с андезитами. Гораздо естественнее предположить длительную глубинную контаминацию при взаимодействии гранитных расплавов с субвулканическими андезитовыми телами. Предположение это обосновано тем, что вокруг интрузива, в бассейне 27-го ключа, такие субвулканические тела известны в изобилии. Контаминация гранитов вокруг андезитовой дайки-ксенолита рассматривалась при описании Араратского интрузива.

Формирование всех интрузивных фаз массива 27-го ключа (гранитов и кварцевых диоритов, гранит-порфиров, аплитов и диабазовых порфиритов) укладывается в промежуток времени между излиянием андезитов и послеандезитовых (богопольских?) липаритов. Уже одно это не позволяет считать граниты массива

27-го ключа (и ему подобные) — интрузивными аналогами эоценовых липаритов, что нередко делается (Е. В. Быковская, Р. Е. Остроумов).

Рудопроявления, развитые на участке, отчетливо тяготеют к телам изверженных пород. Наиболее крупные — жильные и гнездообразные рудные тела, протяженностью от нескольких метров до нескольких десятков метров, приурочены к зонам нарушений в гранодиоритах или к контактам их с дайками диабаз-порфиров. Вблизи таких тел интрузивные породы окварцованы, хлоритизированы, содержат вкрапленность рудных минералов. Мелкие оруденелые зоны дробления распространены в массиве чрезвычайно широко.

По данным металлометрии наиболее крупные аномалии приурочены к участкам пересечения интрузива пачкой фельзит-порфировых даек. По возрасту оруденение моложе всех изверженных пород участка.

Массив горы Прямой. Меньший по размерам, менее эродированный и поэтому хуже изученный массив горы Прямой также рассматривается исследователями как представитель формации «Приморских гранитоидов». Для полноты характеристики магматических пород района приведено краткое описание геологии этого массива (по П. В. Маркевичу)¹.

Интрузив расположен в южной части района, на северо-востоке склона горы Прямой, и представляет собою шток с площадью выходов 1,7 км². Вмещающими породами служат мезозойские терригенные отложения, а у северного контакта, кроме того, пологолежащие туфы кварцевых порфиров верхнемелового возраста. Массив приурочен к участку пересечения протяженной ослабленной зоны с системой разломов северо-западного простирания. Пересечением разломов определяется и конфигурация массива, имеющего в плане вид прямоугольника. О доинтрузивном возрасте разломов, ограничивающих массив, свидетельствует отсутствие признаков нарушений вдоль контактов, а также выдержанная по ширине (250—300 м) зона роговиков в его экзоконтактах.

Массив горы Прямой обладает концентрически-зональным строением. Большая часть его сложена гранодиоритами, которые по направлению к центру сменяются кварцевыми диоритами. В узкой зоне эндоконтакта массив сложен меланократовыми гранит-порфирами, среди которых отмечены обособления лейкократовых аплитовидных пород.

Жильных пород в пределах массива не отмечено, однако к югу и к северу от него, в пределах упоминавшейся меридиональ-

¹ Образцы и шлифы пород интрузива горы Прямой для сравнительного изучения были предоставлены автору В. Н. Журавлевым.

ной ослабленной зоны, установлены свиты даек гранит-порфиров, а также диоритовых и диабазовых порфиров.

Рудная минерализация в гранодиоритах горы Прямой незначительна и представлена редкими зонами дробления, от нескольких сантиметров до первых метров длиной, в пределах которых породы хлоритизированы, карбонатизированы, окварцованы, эпидотизированы и содержат вкрапленность галенита и сфалерита. Такие же мелкие рудопроявления приурочены к контактам интрузивных и жильных тел. У северного контакта массива горы Прямой известны небольшие свалы олово-полиметаллических руд.

Гранитный массив Тавайза

Ниже, для сравнения, приведено описание одного из характерных массивов «Приморских гранитоидов», расположенного уже за пределами рассматриваемой площади, в зоне Берегового разлома.

Массив расположен на побережье Японского моря, между бухтами Терней и Тавайза (мыс Мосолова, гора Абрек) в пределах Прибрежного хребта. В исследованном районе наиболее широко развиты верхнемеловые эффузивные породы, представленные чередованием кислых лав, туфолов, туфов и туфопесчаников.

Подробное изучение этой толщи было проведено в 1937 г. П. С. Бернштейном. Он установил, что на ольгинских кварцевых порфирах несогласно залегают покровы палеоценовых андезитов, смятых в пологие складки северо-восточного простирания, а также тот факт, что андезиты прорваны и метаморфизованы гранитами описываемой интрузии. В других пунктах района П. С. Бернштейн обнаружил, что аналогичные граниты перекрыты покровом липаритов, который, в свою очередь, перекрывается угленосными отложениями с флорой олигоцен-миоцена. Таким образом время внедрения приморских гранитоидов было определено как низы эоцена.

Массив имеет в плане овальную форму, но юго-восточная часть его уничтожена морской абразией и юго-восточная граница массива представляет собой сравнительно прямолинейный обрыв. Площадь сохранившейся части массива около 40 км². В разрезе массив представляет собой асимметричный купол с пологим (порядка 15°) северным контактом и несколько более крутым — примерно 50° — южным. Протяженность массива с юго-запада на северо-восток (вдоль берега) — 8 км. Вдоль северо-западной границы массива проходит контакт гранитов с андезитами, скрытый четвертичными отложениями. На остальных участках породами кровли служат интенсивно дислоцированные туфы кварцевых порфиров. Наличие среди пород кровли небольших куполовидных выходов гранитов, удаленных от описываемого тела, и интенсив-

ное окварцевание и ороговикование вмещающих эффузивов на протяжении 2—2,5 км от видимого контакта, заставляет предполагать, что истинные размеры интрузива много больше, и что в современном срезе обнажена лишь небольшая его часть.

Интрузивный массив сложен в основном розовыми лейкократовыми среднезернистыми гранитами. Лишь в средней части массива, в районе мыса Мосолова и вблизи южного контакта интрузии породы имеют другой облик.

Граниты главной интрузивной фации — внешне массивная полнокристаллическая порода, состоящая из розового калиевого полевого шпата, образующего выделения неправильной формы; на фоне выделений располагаются идиоморфные таблитчатые кристаллы (0,5—2 мм) плагиоклаза светло-серого цвета и округлые ксеноморфные выделения дымчатого, реже водяно-прозрачного кварца (средние размеры 1×1 мм).

Листочки светло-коричневого биотита встречаются очень редко, подавляющая часть темноцветных замещена хлоритом, выделения которого распределены в породе неравномерно.

В средней части интрузии, в районе мыса Мосолова, имеются участки контаминированных гранитов. Участки этих пород располагаются в низах разреза, переход их к обычным гранитам постепенный.

Контаминированные породы содержат большое количество мелких ксенолитов и гнезда светло-зеленого призматического эпидота. Породы отличаются светло-серым цветом, порфирированной структурой и содержат в большом количестве вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки, как замещенной хлоритом, так и свежей.

Граниты фации эндоконтакта, установленные в апикальных частях массива, представлены лейкократовыми порфирированными гранитами, с микрографической основной массой; с гранитами главной фации они связаны постепенными переходами. На уровне пляжа, в зонах эндоконтактов до 300 м шириной, отмечены розовые граниты с микрогегматитовой структурой.

Над пологим апикальным контактом массива (200 м над ур. моря) туфы кварцевых порфиров превращены в светло-серые, массивные кварциты. Андезиты вблизи контакта с гранитами осветлены, содержат округлые порфиробласты калиевого полевого шпата и кварца, местами пересечены прожилками аплитов.

Жильные породы — дериваты интрузии в гранитном массиве бухты Тавайза — представлены аплитами, диоритовыми и плагиоклазовыми порфиритами. Кроме того, известны единичные дайки гранит-порфиров. Дайки аплитов довольно равномерно распределены в пределах массива (в центральной части их, видимо, несколько больше) и в приконтактных участках вмещающих пород не встречаются. Большая часть даек аплитов имеет малую мощность: 3—20 см, реже до 70 см.

В нескольких точках в массиве установлены пересечения даек аплитов порфириновыми дайками различных направлений.

Особый интерес представляют послегранитные порфириновые дайки массива, исключительно обильные и представленные породами нескольких генераций. Детальное описание этих даек было ранее опубликовано автором (Кига́й, 1957).

Послегранитные порфириновые дайки Тавайзы по составу, степени раскристаллизации и характеру вторичных изменений заметно отличаются от регионально распространенных даек — корней эффузивов среднего состава. Этот признак, как и тесная пространственная связь их с гранитами, позволяет считать их последними по времени интрузивными дифференциатами гранитоидной магматической камеры. Близость вещественного состава позволяет все описанные дайки отнести к единой генетической группе. Тем более интересным является установление фактов неоднократного внедрения даек этой группы (фиг. 19), связи их с различными системами тектонических трещин, уменьшения основности пород поздних генераций по сравнению с ранними. Все эти факты подкрепляют представление об аналогии послегранитных диорит-порфиров формации Приморских гранитоидов с дайками рудных полей Тетюхинского района.

Рудопроявления в районе интрузива Тавайза незначительны. Гидротермальные кварцевые и кальцитовые жилы, которых довольно много в гранитах и вмещающих породах и которые заполняют трещины, параллельные дайкам порфиров (иногда внутри самих даек), безрудны. Лишь в южной части массива (в 1 км от южного контакта интрузии) в береговом обрыве на высоте около 100 м над уровнем моря встречены жилы белого кварца с тонкой вкрапленностью гематита. Жилы эти имеют мощность до 10 см и приурочены к пологим трещинам отдельности.

Ахобинский участок

Обширный фактический материал, позволяющий осветить ряд вопросов генезиса магматических пород района, и связи с ними различных типов оруденения, был получен автором при изучении



Фиг. 19. Пересечение даек порфиров в гранитном массиве Тавайза

1 — граниты; 2 — порфирит 1-й генерации; 3 — порфирит 2-й генерации; 4 — порфирит 3-й генерации; 5 — стекловатые зоны закали; 6 — осыпь

магматизма Ахобинского участка. Под этим наименованием описана площадь в верхнем течении кл. Турчаниновского, правого нижнего притока р. Ахобэ.

В результате геологической съемки, проведенной под руководством В. П. Василенко, выяснилось, что эта площадь сложена нижнемеловыми (валанжинскими?) осадочными породами, мощностью около 1200 м, которые можно подразделить на 8 пачек, сложенных либо алевролитовыми сланцами, либо чередованием алевролитовых сланцев, песчаников и алевролитов. Осадочные породы слагают синклиналиную складку, ось которой проходит в центральной части месторождения. Простираие оси складки — СВ 30°, погружение шарнира наблюдается к северо-востоку. Падение крыльев крутое — 60—85°, иногда опрокинутое. Породы разбиты многочисленными нарушениями, преимущественно северо-восточного, и реже — северо-западного простирания. У северо-восточной и восточной границ участка происходит погружение осадочных пород под верхнемеловые эффузивы ольгинской серии. На северо-востоке эффузивы представлены туфоконгломератами — светлыми, серыми и зеленоватыми породами с цементом из литокристаллокластических туфов кварцевых порфиров и галькой от 1 до 40 см в поперечнике. Состав гальки — туфы, туфолавы и лавы кварцевых порфиров; включений осадочных пород в туфоконгломератах не наблюдалось. Выше туфоконгломератов залегают туфы — зеленоватые и серые с фиолетовым оттенком, псаммитовые, с литоидной связующей массой. Обломки составляют до 80% объема пород и представлены прозрачным кварцем, белыми и розовыми полевыми шпатами, измененным вулканическим стеклом. Контакт туфоконгломератов с нижнемеловыми осадочными породами резко несогласный, стратиграфический. Общее направление контакта с северо-запада на юго-запад, очертания ступенчатые, залегание различное (до вертикального), таким образом можно полагать, что эффузивы накапливались в условиях сильно расчлененного рельефа.

Интрузивные породы занимают около 10% площади участка. Размещение их контролируется протяженной субмеридиональной ослабленной зоной. Несмотря на небольшие масштабы интрузивных тел, они представляют исключительный интерес с точки зрения соотношений интрузивных фаз между собой, и с различными типами рудной минерализации. Последовательные возрастные группы интрузивных пород представлены гранодиорит-порфирами, гранит- и граносиенит-порфирами, и наконец, разнообразными по составу порфиритами. Ниже приводится описание интрузивных и жильных пород месторождения (по материалам исследований автора в 1958—1959 гг.).

Гранодиорит-порфиры. Эти породы образуют удлиненное в субмеридиональном направлении штокообразное тело площадью 400 × 150 м. К западу от главного тела располагаются выходы

двух более мелких штоков — сателлитов, соединяющихся с главным на глубине. Более крупный назван Молибденовым штоком. Вдоль восточного контакта интрузива проходит разлом, а западный контакт магматический, крутой и неровный, местами прямолинейный, чаще с многочисленными апофизами.

В качестве примеров можно привести разрезы по скважинам и канавам близ слияния ключей Водопадного и Попутного, где вскрыты многочисленные различные по мощности апофизы гранодиорит-порфиров во вмещающих породах. Мощность таких апофиз от первых метров до сантиметров; протяженность наиболее крупных из них составляет первые десятки метров.

Характер контактов Молибденового штока почти аналогичен: контакты магматические, крутые, местами они имеют «ступенчатую» форму, отличаются обилием апофиз (правый борт кл. Попутного).

В породах главного штока сравнительно обильны в различной степени переработанные ксенолиты вмещающих пород.

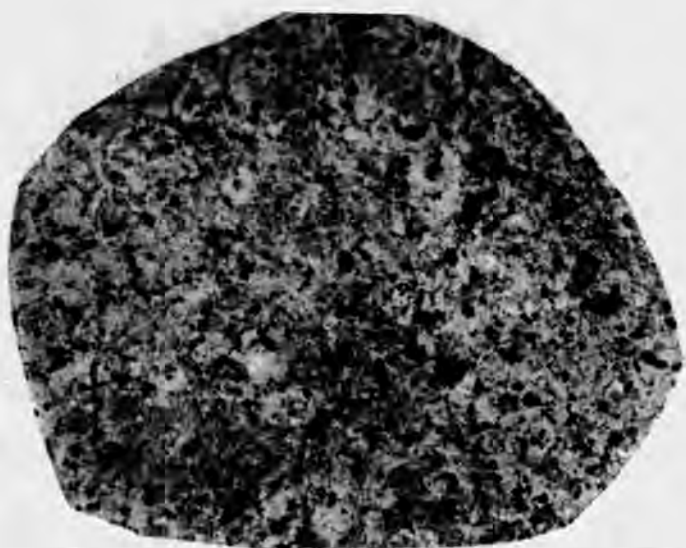
Среди интрузивных пород I-ой фазы можно выделить главную фацию и фацию эндоконтактов.

Гранодиорит-порфиры главной фации почти нацело слагают интрузивные тела; они хорошо вскрыты выработками с поверхности и пересечены многочисленными скважинами на глубину более 250 м. Гранодиорит-порфиры представлены мелко- и среднезернистыми порфировидными породами зеленовато-серого цвета (фиг. 20). Вкрапленники (4—6 до 10 мм в поперечнике) представлены таблитчатыми зернами плагноклаза, округлыми выделениями кварца, хлоритизированным биотитом; изредка в них появляются калишпат и роговая обманка. Вкрапленники составляют 30—50% объема породы; основная масса микрозернистая.

Породы главной фации сильно затронуты вторичными изменениями, которые в равной степени проявлены с поверхности и на глубине, в центральных и краевых частях тела; в пределах главного штока и штоков-сателлитов. Эти изменения выражаются в неравномерном катаклазе, развитии гнезд и прожилков кварца, хлорита, эпидота и карбоната, появлении рассеянной вкрапленности, гнезд и прожилков пирита и халькопирита, галенита и сфалерита. Неравномерное развитие вторичных изменений вызывает частую и незакономерную смену макроскопического облика, а также состава и структуры гранодиорит-порфиров главной фации. Каких-либо закономерных изменений первичной структуры гранодиорит-порфиров с глубиной не наблюдается.

Породы фации эндоконтакта используются незначительным распространением. По составу и структуре они могут быть подразделены на две группы: гранит-порфиры «зоны закалки» и лейкократовые гранитовые обособления.

Лейкократовые (гранитовые, аплитовые и гранофировые) породы эндоконтакта наблюдаются почти повсеместно в западном



Фиг. 20. Гранодиорит Ахобинского штока, бр. 2/3 натур. вел.

контакте главного тела и в эндоконтактах штоков-сателлитов. Близ контактов отмечен очень постепенный переход гранодиорит-порфиров главной фации в более равномернoзернистые, более лейкократовые породы, которые за счет увеличения содержания калишпата приобретают гранитный состав. Чаще непосредственно вдоль контактов, или в нескольких сантиметрах от них, наблюдаются обособления гранофилов мощностью от нескольких до десятков сантиметров (фиг. 21); иногда это — пятна, гнезда, прожилки лейкократового материала, проникающего в виде тонких апофиз во вмещающие роговики. Среди лейкократовых зон наблюдаются небольшие гнезда пегматитового облика.

Были встречены близкие по облику аплитовидные породы в виде тонких (1—2 см) прожилков, которые пересекают как гранодиорит-порфиры, так и вмещающие породы и прослеживаются на 10—12 см. Такие образования можно рассматривать как фазовые, перемещенные аплиты, или как зародышевую форму даек I-го этапа.

Главное тело и Молибденовый шток в целом аналогичны, за исключением различий в уровне эрозионного среза и характере воздействия на вмещающие породы. Так, при общих крутых контактах поперечник Молибденового штока резко возрастает с глубиной. Вмещающие породы и породы апикальных участков Молибденового штока превращены в массивные белые кварциты, среди которых местами наблюдаются реликты менее измененных



Фиг. 21. Гранофир эидоконтакта. Натур. вел.

роговиков и гранодиорит-порфиров. Выходы кварцитов занимают площадь 100×200 м. На глубине они прослежены у контакта в виде зоны мощностью 10—20 м, причем видно, что значительно изменены преимущественно породы кровли, и в меньшей степени гранодиорит-порфиры апикальной части штока. В кровле главного штока вторичные кварциты отсутствуют. Вмещающие алевриты, глинистые сланцы и песчаники у контактов с гранодиорит-порфирами на протяжении от нескольких десятков сантиметров до первых метров превращены в мелкозернистые роговики, преимущественно кварц-полевошпато-слюдистого состава. Роговики светло-серые с коричневатым или лиловым оттенком, обычно пересечены прожилками кварца, хлорита, эпидота и местами содержат вкрапленность, прожилки и гнезда различных рудных минералов.

Гранит-порфиры и граносиенит-порфиры. Породы следующей интрузивной фазы представлены гранит-порфирами и граносиенит-порфирами. Они образуют крутопадающие дайки субмеридионального простирания мощностью от 2 до 10—20 м. Свиты таких даек пересекают рассматриваемую площадь; прослеживаются они почти сплошной полосой к югу вплоть до южной границы Мономаховского блока и на отдельных участках к северу, вдоль долины р. Ахобэ. Эти породы довольно однородны по облику и составу: светлые (серые, розоватые и желтоватые) с плот-

ной фарфоровидной основной массой и крупными (3—5 мм) порфировыми выделениями кварца, калишпата и плагиоклаза. В эндоконтактах даек наблюдается закалка, которая более отчетливо заметна под микроскопом. К этой же группе пород следует отнести зональную или дифференцированную дайку, сложенную гранит-порфирами и пироксеновыми сиенит-порфирами. Гранодиорит-порфиры пересечены дайками гранит-порфиров, причем в участках пересечения сильно раздроблены и подвергаются заметному контактовому воздействию. Пересечений этих пород с зональной дайкой неизвестно. По отношению к дайкам порфиритов, гранит- и грано-сиенит-порфиры являются более древними.

В западной части рассматриваемой площади расположена суб-меридиональная дайка мощностью около 10 м. Выходы ее в пределах месторождения прослежены на протяжении около 1,5 км. Ранее эта дайка рассматривалась как многократная (А. И. Бурдэ, Н. И. Тонких), причем считалось, что она сложена альбитофитами, прорванными гранит-порфирами в центральной части. Однако самое тщательное изучение показало, что это — единая, дифференцированная дайка: переходы от пород центральных частей к краевым — постепенные, выражаются они в закономерной смене окраски породы, количества и состава вкрапленников, степени раскристаллизации; у наружных контактов дайка образует отчетливые зоны закали, а внутри нее нет каких-либо зон, напоминающих интрузивные контакты одной породы относительно другой. При этом совершенно аналогичные соотношения между породами центральных и краевых частей, связанных переходными зонами, наблюдаются в отстоящих одно от другого на 400 м обнажениях дайки по кл. Попутному.

В расчистке левого борта кл. Попутного породы зональной дайки вскрыты на протяжении 5 м. Вмещающие породы представлены сильно раздробленными алевролитами и аргиллитами; восточный контакт проходит по широтному разлому, западный контакт имеет простираение 330° (фиг. 22).

Центральная часть дайки мощностью 2 м сложена светлыми зеленовато-серыми гранит-порфирами с вкрапленниками белых зональных плагиоклазов (до 15 мм длиной) и бипирамидальных зерен кварца (до 8 мм). В небольшом количестве в породе наблюдаются выделения хлоритизированных цветных минералов.

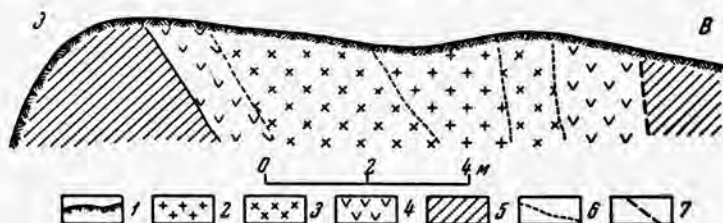
Гранит-порфиры центральных частей дайки постепенными переходами связаны с породами краевых зон — темно-серыми, афировыми или слабо порфировыми.

Почти аналогичная картина наблюдается в других обнажениях зональной дайки.

Процессы дифференциации, обусловившие зональное строение дайки с постепенной сменой гранит-порфиров пироксеновыми сиенитами, по-видимому, имеют отношение и к образованию части порфиритовых даек, распространенных на участке. В связи

с этим, в соответствующем разделе приведено более детальное, по сравнению с другими породами, петрографическое описание зональной дайки.

В группу послегранитных порфиров объединяются разнообразные породы, варьирующие по составу от кварцевых диоритов до кварцсодержащих базальтов. Известные выходы даек порфиров приурочены к западной части площади; эти дайки, как



Фиг. 22. Разрез зональной дайки (Ахобинский участок)

1 — почвенно-растительный слой; 2 — гранит-порфиры; 3 — граносиенит-порфиры; 4 — гранодиорит-порфиры; 5 — алевролиты и алевропелиты; 6 — условные границы; 7 — нарушения

и остальные, имеют субмеридиональное простирание; по количеству и протяженности выходов на поверхности и по мощности они значительно уступают гранит-порфирам, однако скважинами в ряде случаев пересечены порфировые дайки, не выходящие на поверхность.

Дайки порфиров пересекают все известные на месторождении магматические породы (за исключением зональной дайки, пересечений с которой неизвестно).

Оруденение. В центральной части площади расположено Ахобинское полиметаллическое месторождение. Рудные тела, представленные жилами массивных и зонами прожилкововкрапленных руд, пространственно тяготеют к участку развития интрузивных пород. Для многих рудных тел установлено падение к общему «центру», к которому приурочен, в то же время, и шток гранодиорит-порфиров. Интрузив гранодиорит-порфиров, по своему своему объему «насыщен» обильной рудной вкрапленностью (пирит, пирротин, галенит, сфалерит), приуроченной отчасти к хлоритизированным и карбонатизированным цветным минералам, отчасти к рассеянными мелким гнездам кварц-карбонат-серицитового состава.

Почти повсеместно в пределах интрузива отмечаются тонкие рудные жилки, вокруг которых развивается сеть волосовидных прожилков, а также гнезд и единичных рудных зерен. Мощность таких обособлений редко превышает 1 см; среди них наблюдаются хлоритовые с галенитом и сфалеритом (пересеченные кальцит-

пиритовыми жилками) прожилковидные скопления, по осевой части которых располагаются линзочки сфалерита и галенита, или кварцевые жилки с рудными минералами, а также массивные рудные жилки мощностью в 3—4 см.

Гранодиорит-порфир вокруг таких прожилков окварцован, хлоритизирован, содержит густую вкрапленность пирита¹.

Эндоконтактовые участки главного штока — граниты со слабо измененным биотитом и лейкократовые обособления — относительно свободны от рудной вкрапленности.

В пределах Молибденового штока рассеянная вкрапленность пирротина, галенита и сфалерита не отмечается повсеместно, а приурочена к определенным зонам, преимущественно на глубине 80—100 м от поверхности. В этих же зонах наблюдаются прожилки и массивные жилы мощностью до 15 см свинцово-цинковых руд. Облик и минералогический состав руд, а также околорудные изменения аналогичны таковым в гранодиорит-порфирах главного тела.

В более молодых породах — гранит-порфирах (в отличие от гранодиорит-порфиров) рудное вещество всегда приурочено к отчетливым зонам интенсивного дробления, а кроме зон сближенных прожилков в породах этих даек отмечены более мощные — до 40 см жилы массивных сульфидных руд. В то же время мощность зоны тонких прожилков и вкрапленности, а также зоны околорудной хлоритизации и серицитизации, сопровождающих жильную руду, значительно меньше, чем в гранодиоритах. В породах зональной дайки, в обнажении на левом борту кл. Водопадного, наблюдается обильная вкрапленность пирротина и арсенопирита.

Непосредственных взаимоотношений порфиритовых даек с орудением автором не наблюдалось, однако, по ряду признаков, можно судить о дорудном возрасте порфиритов. Так, на правом борту кл. Незаметного дайка порфиритов пересекает зону дробления в аргиллитах, содержащую гнезда карбоната и сфалерита. Дайка имеет на пересечении с зоной магматический контакт с отчетливой закалкой. На продолжении рудной зоны в дайке проходят тонкие прожилки карбоната, но рудной вкрапленности в порфирите незаметно. В протолочной пробе порфирита близ пересечения с рудной зоной установлено значительное количество галенита и сфалерита, а спектральные анализы порфирита дайки указывают на повышенные содержания Pb, Zn, Sn.

Молибденовая минерализация, давно известная на месторождении в участках вторичных кварцитов в кровле Молибденового

¹ Тонкая вкрапленность сульфидов и сопровождающие ее изменения настолько обычны и широко распространены в массивах гранитоидов, что существует мнение об их аутометасоматической природе (В. А. Сапожников, Р. Е. Остроумов и др.). Однако провести грань между этими образованиями и гидротермальными рудными телами пока невозможно. Для этого необходимы специальные исследования рудных и околорудных минералов.

штока, была установлена автором также и в интрузивных породах этого штока, где она прослежена по всему его объему на глубину до 200 м.

Мелкие скопления и отдельные чешуйки молибденита приурочены к рассеянным кварцевым гнездам и кварц-пиритовым прожилкам. В прожилках гнезда молибденита либо приурочены к осевым частям, либо образуют тонкую оторочку вдоль контактов; мощность кварцевых прожилков с молибденитом 3—5 мм, реже 3—4 см; протяженность до 1 м.

В апикальных частях штока и примыкающих к ним породах кровли количество кварцевых прожилков и зон резко увеличивается, так же как и количество и размеры гнезд молибденита. В интенсивно окварцованных участках среди пород интрузива и кровли количество молибденита заметно сокращается.

В эндоконтакте молибденового штока лейкократовые породы местами образуют тонкие аплитовые апофизы, которые продолжаясь во вмещающих породах, дают постепенные переходы к кварцевым жилкам с молибденитом. Наблюдались также обособления аплитов, пересекающие как породы эндоконтактов, так и роговики, и заканчивающиеся тонкими разветвленными кварцевыми прожилками с молибденитом.

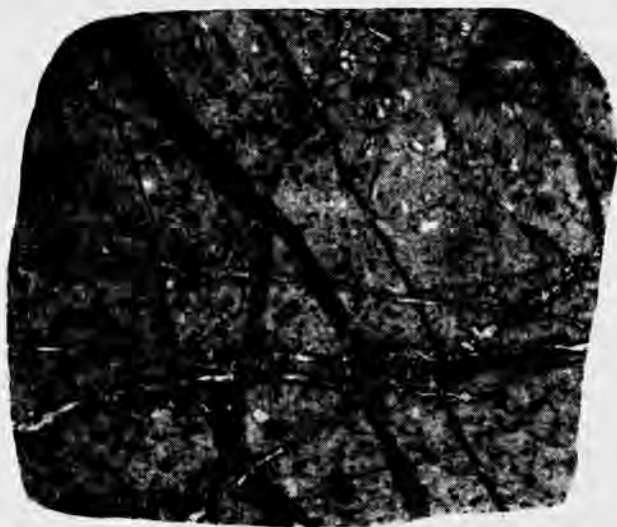
Кварцево-молибденитовые прожилки наблюдались и в дайках граносиенит-порфиров, пересекающих породы Молибденового штока.

В породах Главного штока видимой молибденовой минерализации не установлено; лишь в одном случае (западный контакт интрузива) в эндоконтакте штока были отмечены скопления пирита и арсенопирита и гнезда молибденита в фациальных пегматитовых обособлениях.

Очевидно наличие зоны вторичного окварцевания и кварц-молибденитовых прожилков в породах Молибденового штока и отсутствие их в породах Главного штока нельзя объяснять только различиями в глубине эрозионного среза этих интрузивных тел.

Если бы это было так, можно было бы ожидать появления вторичных кварцитов у северного окончания Главного тела, где вскрыты несомненно приповерхностные части интрузива; об этом свидетельствует обилие ксенолитов и развитие пород фации эндоконтакта. Кроме того, как уже указывалось, сеть кварц-молибденитовых прожилков в гранодиорит-порфирах Молибденового штока не ограничивается апикальными участками, а прослеживается на всю вскрытую (около 200 м) глубину штока, в то время как в пределах Главного тела они отсутствуют даже в приповерхностных участках.

Все сказанное заставляет предполагать первичную приуроченность кварц-молибденитовой минерализации именно к штоку-сателлиту. Подробнее этот вопрос будет разобран при анализе элементов-примесей в породах.



Фиг. 23. Пересечение кварцево-молибденовых прожилков пиритовыми. Обр. 2/3 патур. вел.

Данные о возрастных соотношениях кварц-молибденитовой и полиметаллической минерализации очень немногочисленны и указывают на более поздний возраст полиметаллической.

Так, в двух случаях наблюдалось пересечение кварц-молибденитовых прожилков кварц-пиритовыми и хлорито-пиритовыми прожилками (фиг. 23).

В одном из участков осветленный гранодиорит содержит редкие гнезда молибденита. Под микроскопом видно, что в породе окварцевание выражается в метасоматическом разрастании вкрапленников кварца и появлении кварцевых прожилков с молибденитом. Новообразования кварца пересечены прерывистыми прожилками слаборешетчатого микроклина; а те, в свою очередь, пересечены карбонатными прожилками со сфалеритом. Кроме того, молибденит встречен в связи с анлитовыми и пегматоидными обособлениями в эндоконтактах гранодиоритпорфиров; околорудные изменения гранодиорит-порфиров, сопровождающие отложение молибденита (новообразования калишпата, серицита и кварца), отмечены как наиболее ранние постмагматические изменения гранодиорит-порфиров, и на них накладываются новообразования карбоната, хлорита и эпидота, сопровождающие выделения сульфидов полиметаллов.

Как будет показано ниже, данные детального анализа вещественного состава изверженных пород Ахобинского участка свидетельствуют о том, что разнообразные по составу извержен-

ные породы, а также рудные образования этого участка, связаны общностью магматического очага.

Результаты геологического изучения изверженных пород Ахобинского участка интересны еще и следующим: формирование Ахобинских интрузивных пород завершается внедрением порфировых даек, гораздо более разнообразных по составу, чем послегранитные порфириды других участков. Пример дифференцированной дайки гранит-порфиров показывает, что механизм образования по крайней мере части порфировых даек Ахобинского участка можно связывать с дифференциацией контаминированных гранитных расплавов.

Весьма интересен также факт тесной пространственной и возрастной связи молибденовой минерализации с гранодиорит-порфирами штока-сателлита.

Монастырский участок

В сравнительных целях следует кратко охарактеризовать магматизм участков, связанных, подобно Ахобинскому, с восточным погружением Прибрежной антиклинальной зоны.

К югу от Ахобинского участка, меридиональная ослабленная зона контролирует свиты даек гранит-порфиров. К этой же структуре приурочены многочисленные дайки андезитов, по облику и составу аналогичные дайкам-корням андезитов в среднем течении р. Тетюхе (на участках Светлом и Николаевском). В левом и правом бортах долины р. Ахобэ известен ряд мощных (до 500 м), прослеженных на первые километры, субмеридиональных трещинных интрузий среднего состава (дайки Лидовская, Турчаниновская, Шубинская и т. д.). Эти тела, прорывающие верхнемеловые кислые эффузивы, сложены весьма однородными тонкозернистыми черными и темными зеленовато-серыми диорит-порфирами и кварцевыми диорит-порфиритами, в краевых частях переходящими в неполнокристаллические породы типа андезитов и андезито-дацитов. По облику и составу эти образования должны быть отнесены к субвулканическим аналогам самаргинских андезитов. Распределение этих субвулканических тел неравномерно — они особенно многочисленны на юге площади; количество и мощность их заметно сокращаются к северу, и уже в верховьях Ахобэ, как указывалось, это буквально единичные, маломощные дайки.

Значительные по масштабам проявления гранит-порфиров, и послегранитных даек диоритовых и диабазовых порфиров известны на левобережье р. Монастырки. Эти породы неоднократно были описаны ранее (Фаворская, 1956; Маркевич, 1962; Остроумов, 1962; и др.).

В средних течениях левых притоков р. Монастырки — ключей Шумного, Еленинского и Мухлынинского вскрыт ряд даек северо-восточного простирания и удлинённых тел гранит-порфиров. Эти

породы имеют интрузивные контакты с верхнемеловыми отложениями. Разведочными работами установлено, что все эти тела являются апофизами пологозалегающей близповерхностной интрузии гранит-порфиров. Отличительными чертами гранит-порфиров служат — интенсивная автометасоматическая переработка пород, выражающаяся в окварцевании и серицитизации, а также обильная вкрапленность галенита, сфалерита и пирита. Вкрапленность рудных минералов обычно сопровождается тонкие прожилки рудных минералов, рассеянные в самих гранит-порфирах, и в ближайших участках экзоконтактов.

Очень интересен тот факт, что гранит-порфиры Монастырки, неоднократно описываемые ранее, по выходам на поверхности, как свита параллельных даек, в действительности оказались апофизами значительной по объему интрузивной залежи. Тот факт, что мелкие разрозненные тела автометасоматически переработанных гранит-порфиров и сопровождающие их поля измененных, неравномерно оруденелых пород кровли на монастырском участке в сущности представляют собою надинтрузивные зоны, является весьма интересным для района в целом.

Наиболее широко распространены на участке разнообразные по составу дайки порфиритов, более молодых, чем гранит-порфиры. Дайки приурочены к нарушениям северо-восточного, северо-западного, широтного и меридионального направлений, средняя их мощность 1,5—3 м, по простиранию они прослежены на первые сотни метров, и в единичных случаях, на 1—1,5 км. В группе даек порфиритов, относящихся по составу к диоритовым и диабазовым разностям, установлены как дорудные, так и послерудные генерации. Кроме того, часть даек этой свиты по вещественному составу является аналогами самаргинских андезитов и поэтому из группы послегранитных интрузивных порфиритов должна быть исключена.

Выводы

Особенности верхнемелового вулканизма. Приведенные материалы по геологии магматических пород помогают вскрыть существенные черты геологической истории изученной части Тетюхинского района. Прежде всего, необходимо отметить специфику верхнемеловых вулканогенных отложений. Во всех случаях, где вскрыта подошва этих отложений, установлено, что на размытой поверхности мезозойских осадочных пород залегают кислые эффузивы — туфы и туфобрекчии кварцевых порфиров, реже плагиолипариты и их разновидности. Свита сенонских порфиритов, широко распространенная на соседних площадях (бассейн р. Б. Синанчи, междуречье Ахобэ-Мутухе и др.) на данной площади, принадлежащей восточному окончанию Прибрежного антиклинария, отсутствует. Для верхнемеловых кислых эффузивов характерны неравномерные, и в целом сокращенные мощности

разреза, и резкое преобладание фаций наземных извержений. В то же время, известно, что за пределами рассмотренной территории значительное место в разрезе верхнемеловых эффузивов, начиная с сенона, принадлежит фациям пресноводных бассейнов — слоистым туфам, туфоалевролитам, опокам и т. д. — с обугленными растительными остатками. Размещение подобных фаций хотя и связано, в основном, с областями перехода от Прибрежной антиклинальной зоны к Главному синклинорию («Зона сочленения», левобережье Ахобэ), но не ограничено этими областями. Такие отложения распространены также вдоль западной и юго-восточной границ нашей площади, уже в пределах Прибрежной антиклинальной зоны (участки Николаевский, Тигровый, нижнее течение р. Тетюхе), они как бы окаймляют изученную нами площадь, практически выпадая из разреза в центральных ее частях.

Приведенные факты позволяют утверждать, что в верхнемеловое время изученная территория сохраняла относительно приподнятое положение. На фоне устойчивого, в целом, режима происходило дифференциальное перемещение мелких блоков (например, формирование грабена кл. Светлого, грабена Довгалевского участка и т. д.), что нашло отражение в формировании специфических фаций или разрезов эффузивов (например, глыбовых туфобрекчий).

Распределение в составе Ольгинской толщи различных типов пород, как показали их изучение, регулируется многими факторами.

Это — изменение фациальных условий накопления; некоторые различия расплавов в локальных, одновременно действующих вулканических центрах; неодновременное возникновение самих центров на мезозойском основании и неравномерное их распределение, связь вулканических центров с ослабленными зонами различной проницаемости, и отсюда различия мощностей даже близко расположенных и разновозрастных разрезов.

Несомненно, формирование толщи было связано с вулканизмом иреального типа. Отмеченные и ряд подобных, связанных с особенностями вулканизма факторов, примеры влияния которых также можно найти в изложенном материале, приводят к большой простоте кислой эффузивной толщи даже на рассматриваемой, весьма ограниченной площади. Поэтому многие из существующих в настоящее время представлений об истории тектонических движений верхнемелового — кайнозойского времени в районе нельзя считать обоснованными до проведения палеовулканологических исследований. Особенно это касается геологических карт, где до недавнего времени эффузивы рисовались подобно стратифицированным осадочным толщам, а возраст их в некоторых случаях определялся исключительно на основании литологических признаков; при резкой смене состава эффузивных отложений по простиранию, их разграничивали нарушениями, и т. д. Поскольку про-

мышленные перспективы района связаны с оруденением, локализованным под экраном эффузивов, палеовулканологические исследования представляются не только желательными, но необходимыми и первоочередными.

Близко-одновременные извержения кварцевых порфиров и андезитов. Заключительные этапы формирования мощной толщи ольгинских эффузивов совпали во времени с заложением глубоких нарушений и началом излияния самаргинских андезитов. На примере Светлого отвода, и отчасти Николаевского участка отчетливо видно, что формирование эффузивов двух указанных типов в какой-то период в начале третичного времени происходило одновременно, и следовательно, их магматические источники существовали параллельно. При этом эффузивы ольгинской толщи, по-прежнему, сохраняли площадное распространение, а андезиты в своем возникновении оказались связанными с узкими зонами субмеридиональных нарушений. Действительно, главная масса известных в районе пород самаргинской свиты палеоцена, представленных покровами, neckами, дайками и крупными субвулканическими массивами, главным образом андезитового и диоритового состава, сосредоточена в среднем течении р. Тетюхе, в пределах узкой — от 2 до 5—6 км, субмеридиональной полосы. Естественно предполагать, что распределение пород андезитовой формации контролируется меридиональной ослабленной зоной, протягивающейся на изученной площади от горы Солонцовой на юге до верховьев р. Красной на севере. Существование такой меридиональной зоны, характеризующейся локализацией на глубине значительных объемов магматических пород основного состава, установлено также геофизическими исследованиями (В. Н. Землянов и др.). Распределение фаций андезитовых пород позволяет наметить в пределах этой зоны два крупные вулканические центра: один в районе горы Солонцовой, другой — на водоразделе падений Николаевской и Барачной, в их верховьях. Последний, по всем признакам, очень сильно эродирован.

Вторая менее четко выраженная субмеридиональная зона такого рода намечается в долине р. Ахобэ по концентрации крупных субвулканических тел андезитов и андезито-дацитов. По направлению с юга (от побережья Японского моря) на север эта зона быстро затухает.

Приповерхностные минерализованные гранит-порфиры. Вслед за излиянием андезитов, и весьма близко во времени с «внутриандезитовыми» извержениями ольгинских эффузивов, на всей рассматриваемой площади произошло внедрение гранитов. Граниты района отчетливо подразделяются на две группы. В одну входят крупные массивы, с типичными признаками «Приморских гранитоидов». Для них характерно сложное строение, определяемое сменой различных по составу фаз извержений; существенная роль контаминации в образовании пород ранних фаз, развитие

собственной жильной серии, резкая смена структур в направлении апикальных контактов массивов, умеренно широкие зоны кварц-полевошпато-биотитовых роговиков в экзоконтактах и т. д.

Граниты второй группы обладают рядом особенностей, позволяющих выделить их в специфическую формацию приповерхностных минерализованных гранит-порфиров. Это ничтожные по размерам, моногенные и лишенные собственной жильной серии дайки, штоки и неправильные ветвящиеся тела. В ассоциации с ними наблюдаются аналогичные по составу некки и эруптивные дайки, что свидетельствует о локальных прорывах расплава гранитов на поверхность. Кроме того, отличительными признаками этих пород являются: интенсивный аутометасоматоз и обилие постагматических рудопроявлений в самых гранит-порфирах и их эруптивных аналогах, а также образование вторичных кварцитов в экзоконтактах.

Несмотря на то что приповерхностные гранит-порфиры генетически связаны с Приморскими гранитоидами, и отвечают по времени внедрения и химическому составу породам 3-й фазы сложных массивов (аляскитам) они занимают четко обособленное положение в пространстве.

Размещение приповерхностных минерализованных гранит-порфиров в районе контролируется двумя протяженными ослабленными зонами, отграничивающими на севере и востоке структуру Прибрежной Антиклинальной зоны от Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Так, значительная часть их сконцентрирована на севере площади в виде субширотной полосы (дайки верховьев Ахобэ, интрузивы пади Заветной, Довгалецкого, Николаевского участков) и непосредственно связана с отрезком Нежданковской дугообразной ослабленной зоны.

Вторая — восточная полоса выходов гранит-порфиров, проходит в субмеридиональном направлении вдоль долины р. Ахобэ (шток кд. Контактного, дайки Ахобинского участка и Монастырского участка).

В пределах Николаевского участка происходит пересечение, а южнее Ахобинского участка — частичное совмещение гранит-порфировых и андезитовых зон. С гранит-порфирами генетически связаны кварц-молибденитовые рудопроявления.

Позже формирования гранитов и гранит-порфиров произошли излияния плагиолипаритов богопольской (?) свиты. Эти образования весьма локальные, тесно связанные в пространстве с андезитами, и следующие во времени за излияниями андезитов и андезито-дацитов, следует относить к завершающему этапу развития нижнепалеогенового андезит-липаритового вулканического цикла.

Далее происходит образование регионально развитых серий послегранитных даек диоритовых и диабазовых порфиров, и связанных с ними во времени и пространстве разнообразных типов полиметаллического оруденения.

Две магматические формации района. Рассмотренные геологические соотношения позволяют подразделить магматические породы района на две серии.

Регионально распространенная и длительно развивающаяся серия ольгинских кварцевых порфиров, с которой (как показывают приведенные ниже данные по вещественному составу магматических и постмагматических образований) следует связывать граниты, гранит-порфиры и послегранитные дайки порфиритов, а также развитое в районе оруденение.

Андезит-липаритовая серия палеоцен-эоценового возраста, формирование которой приурочено к глубоким, хотя и локальным наложенным структурам — в данном случае, к субмеридиональным зонам нарушений.

ПЕТРОГРАФИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ТЕТЮХИНСКОГО РАЙОНА

При петрографическом изучении пород, по одному лишь Тетюхинскому району было просмотрено более 4000 прозрачных и 50 полированных шлифов. Микроскопические исследования дополнялись замерами минералов на универсальном столике Федорова, подсчетами количественно-минералогического состава пород в обычных и больших шлифах, определением показателей преломления ряда минералов в иммерсионных жидкостях. Замеры плагиоклазов на столике Федорова были произведены зональным методом (Коптев-Дворников, 1951) с использованием разрезов $\perp 010$ и 001 .

При исследовании тонкозернистых пород, автором был использован метод окрашивания калиевых полевых шпатов в шлифах. Разработанный А. Габриелем и Е. Коксом (Gabriel, Cox, 1929) и широко известный за рубежом, этот метод не использовался в практике советских петрографов. Попытка автора применить его оказалась вполне успешной. После опубликования результатов работы (Кигай, 1960), метод распространился среди петрографов, а также и был использован в некоторых шлиховых лабораториях при выделении мономинеральных порошков калишпатов.

Сущность метода состоит в том, что при обработке поверхности минерала парами HF происходит разрушение решетки, высвобождается калий. При дальнейшей обработке минерала натриевым кобальтиннитритом $[\text{Na}_3\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$ на поверхности калийсодержащего минерала образуется яркое лимонно-желтое окрашивание. Таким способом можно обрабатывать порошки пород, содержащих калиевый полевой шпат, поверхности полированных образцов и открытые шлифы. Приготовить краситель можно следующим образом:

30 г азотнокислого кобальта $[\text{Co}(\text{NO}_3)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}]$ растворяют в 60 мл дистиллированной воды, 50 г азотнокислого натрия $[\text{Na}_2\text{CO}_3]$ — в 100 мл дистиллированной воды. В смесь обоих растворов добавляют 10—15 мл ледяной уксусной кислоты. Полученный

реактив хранят в темной посуде под тягой¹. Пользоваться им можно через 1—2 суток после приготовления.

Окрашивание ведется следующим образом. Заранее приготовленные открытые шлифы кладут лицевой стороной вниз на края узкой свинцовой, пластмассовой или фарфоровой ванночки, в которую налита кислота HF при комнатной температуре.

Травление над парами кислоты ведется 1—4 мин в зависимости от температуры помещения и характера калиевых полевых шпатов породы. С. Розенблюм (S. Rosenblum, 1956) рекомендует сократить травление до 15—20 сек, считая, что интенсивность окраски определяется в основном временем окрашивания, а не травления. Шлиф должен быть абсолютно сухим во избежание образования кислоты на его поверхности при растворении паров в капельках влаги и тем самым неравномерного травления. Если травление ведется над нагретыми парами HF, шлиф должен быть предварительно доведен до этой же температуры, чтобы уменьшить максимально конденсацию паров. Когда травление оказывается достаточным, на поверхности шлифа образуется легкий белый налет.

После травления шлифы переносятся в плоскую ванночку с красителем на 2—4 мин. Краситель применяется при комнатной или более низкой температуре, так как чем медленнее реакция, тем равномернее окрашивается шлиф. Из красителя шлифы переносятся для промывки под слабую струю холодной воды. Тереть поверхность при этом не следует. Промытый и высушенный шлиф для сохранения окраски нужно покрыть покровным стеклом.

Более длительного окрашивания, по данным Ф. Чейза (Chayes, 1952) требуют богатые натрием криптопертитовые калиевые полевые шпаты и вкрапленники некоторых излившихся пород. Для них пребывание в красителе доводится до 10—15 мин.

После окрашивания калиевые полевые шпаты приобретают яркий лимонно-желтый цвет. Окраска не влияет на оптические свойства минерала (показатель преломления, угасание). Слабо окрашивается измененный биотит, а также некоторые серициты. В ряде случаев отмечено окрашивание деолитов, что, по-видимому, связано с адсорбцией красителя.

Акцессорные минералы были изучены в искусственных шлифах и результаты изучения выделены в самостоятельный раздел.

Приводим петрографическое описание главных типов изверженных пород Тетюхинского района, характеристика наиболее стандартных разностей сведена в табл. 4, 5, 6, 7.

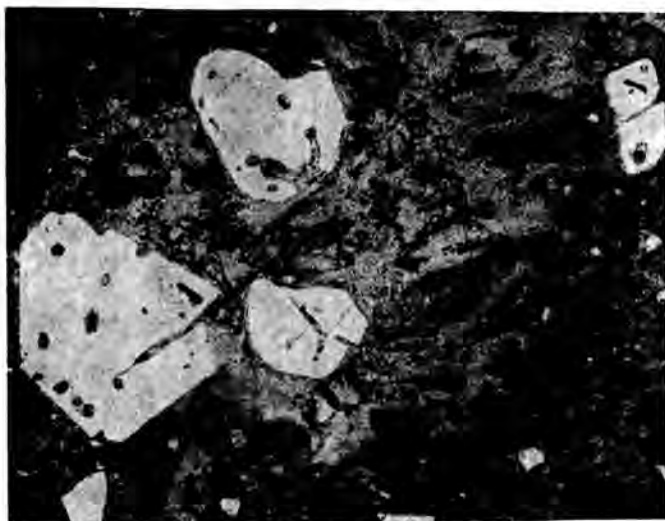
Кислые эффузивы ольгинской серии. Характеристика пород

¹ Во многих химических лабораториях еще пользуются кобальтиннитом калия для определения щелочей, и реактив имеется там в готовом виде.

Т а б л и ц а 4
Петрографическая характеристика эффузивов ольгинской серии Тетюхинского района

Типы пород	Распространенность	Минеральный состав	Структуры	Вторичные изменения	Аццессорные минералы *
Туфы кварцевых порфиров	Главная масса эффузивов разреза	Кварц, плагиоклаз альбита до андезина, слабо ретикулярный микроклин, биотит, роговая обманка, осадочные породы, лавы кварцевых порфиров, фельзиты, порфириты, кислые стекло	Обломки кристаллов и пород размером от долей миллиметра (10—70% породы) до нескольких сантиметров погружены в витрокластическую неравномерно распределенную связующую массу	Карбонат, серицит, хлориты, кварц, каолинит, биотит	Обильны ортит, циркон, апатит в зернах полевых шпатов или в виде обломков
Микроклинитовые порфириты (туфы и лавы)	Низы разреза (среднее течение р. Ахобэ) и верхняя часть разреза (участки Николаевский, Светлый, Довгалевский)	Нерешетчатый микроклин — реже кварц, биотит. Встречены кристаллы циркона и ортита (до 0,5 мм). В жерловых фациях обильны обломки подстилающих пород	Цементная экструзий фельзитовый и гранит-порфировый, туфы сложены осколками минералов и раздробленного кислого стекла. Эндоконтакты пластовых тел стекловатые	Микроклин замещен шпатитом альбитом; в цементе серицит и гнезда зеленого биотита	Циркон, апатит, магнетит и ортит
Дациитовые порфириты (туфы, сленки, туфы, реже лавы)	Верхи разреза (междуречье Тетюхи-Ахоба)	Кристаллы и их обломки составляют 20—40% породы в лавках и до 60% в туфах. Плагиоклаз (андезин 35, до альбит-олигоклаза), роговая обманка, реже биотит, моноклиновый пироксен, нерешетчатый микроклин, сростания магнетита с апатитом, обломки осадочных пород и разломленного стекла	Связующая масса — витрокластическая, обычно спекание пепловых частиц и псевдофлюидальные текстуры с неравномерной раскислацией вдоль флюидальности, часто эвгаститовое сложение. В лавках цементом служат светло-бурые флюидальные стекла	Вход флюидальности окварцевание, хлоритизация, скапливаются зеленые биотит	Апатит, магнетит, сфен, циркон
Фельзит-порфириты и плагиоиди-порфириты (лавы и туфы)	В бассейне рек Горбуши и Довгалевской, фациально замещают туфы кварцевых порфиров	В туфах обломочная часть составляет 20—70% объема породы, в лавках до 20% вкрапленников альбита, реже кварц, биотит, обломки фельзитов, скопления пепловых частиц	В туфах кристалловитрокластическая, в лавках — микрофельзитовая, флюидальная	Интенсивные и незначительные альбитизация, окварцевание и серицитизация	Лейкоксен, циркон, апатит, флюорит

* Здесь и далее в табл. 5, 6, 7 аццессорные минералы в породах встречаются в виде самостоятельных выделений либо в ассоциации с вторичными минералами.



Фиг. 24. «Лепешка» кислого стекла в спекшихся туфах.
Увел. 46, с анализатором

дана в табл. 4; в дополнение необходимо отметить следующее: в составе ольгинской серии на водоразделе рек Довгалеvской и Ахобэ широко распространены спекшиеся туфы кварцевых порфиров. Отличительной особенностью этих пород является эвтакситовая текстура, образованная параллельной ориентировкой линзовидных включений хлоритизированного стекла, обломков посторонних пород, и сплюснутых и вытянутых стекловатых обломочков связующей массы. Эти породы прослежены местами на сотни метров, местами на первые километры, причем в разрезе и по простиранию они сменяются обычными, кристалловитрокластическими разностями туфов. Называть эти породы игнимбритами, как это иногда делается, очевидно, не следует, так как типичный «игнимбритовой» последовательности в геологических разрезах на изученной площади неизвестно.

Облик игнимбритов приобретают также некоторые (по-видимому, околожерловые) разности туфов, распространенные в западной части Довгалеvского поля. Для этих туфов характерны обильные сплюснутые включения зеленоватого стекла, до 3 см в поперечнике. Эти включения, состоящие из изотропного, часто серицитизированного стекла с идиоморфными вкрапленниками кварца, имеют в плане изометричные очертания, часто с разорванными краями (фиг. 24). Поскольку в туфах на этих участках спекания не наблюдается, можно полагать, что одновременно с выбросами пеплов происходило разбрызгивание жидкой фазы, капли

которой сплющивались под воздействием как собственного веса, так и веса выпадавших здесь же крупных глыб, что и привело к появлению «лепешек» стекла в туфах.

В целом, характерными признаками пород толщи ольгинских кварцевых порфиров являются: кварцево-микроклиновая ассоциация в обломочной части, обилие акцессорных минералов, резкое преобладание витрокластических (в разной степени измененных) структур в связующей массе пород. Такие структуры и широкое распространение туфобрекчий разного рода указывает на формирование толщи в процессе эксплозивных извержений. Все эти признаки, часть которых подчеркивает значительное участие летучих веществ в расплавах кварцевых порфиров, заметно отличаются породы Ольгинской толщи от близких по химизму третичных плагиолипаритов богопольской свиты.

Интересно, что указанные признаки характерны и для самых основных членов разреза ольгинской серии — дацитовых порфиров. Последние по своему петрографическому характеру отчетливо сопоставляются с более кислыми членами этой же серии и сильно отличаются от дацитов, связанных с андезитами.

Плагиолипариты и гранофиры богопольской свиты. Ниже описываются плагиолипариты и их разнообразные фациальные аналоги (табл. 5).

Породы даек — корней эффузивов богопольской свиты аналогичны соответствующим покровным разностям. К отличительным особенностям даек следует отнести развитие миндалекаменных текстур в эндоконтактах. Миндалины заполнены кварцем, карбонатом, реже хлоритом.

Субвулканические плагиолипариты из состава даек и пластовых тел отличаются от эффузивных разностей более полной раскристаллизацией. С этим, естественно, связаны и такие изменения минералогического состава, как появление в основной массе зерен кварца, калиевого полевого шпата, альбита, амфибола, а также более обильных скоплений акцессорных минералов (циркона, флюорита, апатита, магнетита). Последние, как обычно, преимущественно связаны с гнездами и прожилками постмагматических минералов — серицита, карбоната, альбита, зеленого биотита и хлорита.

Гранофиры Светлого отвода по облику, минералогическому составу, структуре, последовательности кристаллизации и комплексу вторичных минералов неотличимы от пород мелких нектаров, а в краевых частях и от покровных плагиолипаритов горы Солонцовой.

Андезиты и их субвулканические и интрузивные аналоги (диориты, диорит-порфириды). Андезиты, как указывалось, являются наиболее распространенными породами самаргинской свиты (палеоцен) и среди образований другого возраста на исследованной площади неизвестны. Облик пород различен в зависимости от

Петрографическая характеристика богословских липаритов и их субвулканических аналогов

Типы пород	Распространение	Минеральный состав	Структура	Вторичные изменения	Акцессорные минералы
Плагии- липа- риты	Тесно ассоциированы с андезитами палеогена. Покровы, экзотрузии, дайки и пластовые тела на Светлом отводе, горе Солонцовой, на Николаевском участке	Преимущественно плагиоклаз (альбит до андезина), реже кварц, роговая обманка, биотит. В единичных случаях санидин ($\leq 2V = 40^\circ$). Цементом служат кис- лородное стекло	Порфировая, вкрапленники 10—20%, цемент микрофельзитовый или флюидальное неравномерно распределенное кристаллизованное стекло. Участки сферолитовые, микролитовые	Хлоритизация, окваривание, развитее эпидота и карбонатов, местами биотитизация	Циркон, апатит, магнетит, лейкоксен во вкрапленниках и цементе
Грано- фиры	Интрузивная залежь на участке Светлого отвода	Плагиоклаз (альбит до андезина), кварц; в основной массе кроме того биотит и щелочные полевые шпаты	Порфировые, вкрапленники 5—20%, микрографическая основная масса, в краевых частях тел микропоякитовая, фельзитовая и стекловатая	Эпидот, карбонат, зеленый биотит, гнейзда кварца с карбонатом и хлоритом	Призмочки апатита в полевых шпатах и цементе, лейкоксен и циркон

степени раскристаллизации и вторичных изменений. В общем случае андезиты представлены темными плотными порфировыми породами, от зеленовато-серого до черного цвета. Характеристика пород этой группы приведена в табл. 6.

В дополнение нужно отметить, что в зонах нарушений интенсивность вторичных изменений андезитов заметно возрастает, и выражается в скарнировании — окварцевании и серицитизации пород, сопровождающихся образованием флюорита, циркона, рутила, сфена, магнетита (реже турмалина, касситерита и топаза), а также сфалерита и галенита. Изменения такого рода отчасти связаны с влиянием более поздних кислых интрузий и их постмагматических растворов, отчасти уже с собственно рудным процессом. Подразделить их без специальных минералогических исследований не представляется возможным.

Следует отметить также характерные изменения пород Николаевского субвулканического массива в зоне протяженного субширотного нарушения. Вдоль этой зоны диориты и габбро нижних частей массива, так же как диорит-порфиры апикальных участков, подвергаются вторичному окварцеванию и серицитизации. Изредка среди новообразований отмечены выделения решетчатого микроклина. По структуре и составу такие аподиориты несколько напоминают гранит-порфиры. Роль вкрапленников играют крупные новообразования кварца (часто с мозаичным сложением) и микроклина, а также реликты разрушенных, серицитизированных плагиоклазов и пироксенов. Основная масса микрозернистая (величина зерен 0,02 — 0,05 мм) сложена кварцем, серицитом, пиритом и содержит прожилки и гнезда карбонатов, изредка — скопления апатита и циркона. Вторичные кварциты связаны с диоритами постепенными переходами, причем промежуточные разности, хотя и сильно осветленные, сохраняют реликтовую структуру диоритов.

Петрографическое сопоставление показывает, что андезиты покровов и мелких даек, диорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры штоков и трещинных интрузий, и, наконец, диориты и подчиненные им разновидности пород из состава Николаевского массива близки или аналогичны по составу и структурам. Количественные соотношения и состав минералов, формы и последовательность их выделения, наличие шпиров габброидного состава, аксессуарные минералы и вторичные изменения являются общими для всех указанных пород. Для всех них характерна также резкая смена структур вкрест простирания даек и интрузивных массивов с образованием в эндоконтактах тонкозернистых (фиг. 25, 26) или неполнокристаллических разностей пород. Различия в степени раскристаллизации отчетливо связываются с различиями в объемах, глубине формирования и уровнях эрозийного среза магматических тел. Таким образом, все эти породы очевидно следует рассматривать как фациальные разновидности в составе

Т а б л и ц а 6
Петрографическая характеристика самаргинских андезитов и их субвулканических аналогов

Тип породы	Распространенность	Минеральный состав	Структура	Вторичные изменения	Аццессорные минералы
Андезиты	Изолированные поля в окрестностях горы Солюшской и верхних поди Николаевской	Плагиоклаз (зерна до 6 мм) составляет 60% объема породы; 30 — от № 30—40 до № 35—65; гиперстен (10—20%), авгит (10—20%), $2V = 48-52^\circ$; $c: Ng = 44$, $Ng = 1,713$; $Nm = 1,691$. Амфиболы (5%), магнетит (5%). В основной массе лентисты плагиоклаза № 20—40, авгит, роговая обманка, стекло, изредка округлые выделения зерна. Встречены шпиль габброидного состава	Порфиновая (вкрапления до 30%), с микропоявляющейся или гиллопидитовой основной массой	Хлорит, карбонаты, окислы железа, альбит, апатит, реже вторичные амфиболы	Магнетит, апатит, реже пироксен; обилие лейкоксенов
Дацииты	Подчиненные по объему потоки и субвулканические тела в полях распространения андезитов	Плагиоклаз № 30—35 и роговая обманка, реже биотит. В основной массе преобладают полевые шпаты, в меньшем количестве — кварц и амфиболы	Порфировая или афировая с микропоявляющейся или микрофелзитовой основной массой	То же	Апатит, магнетит, лейкоксен, цитрон
Диоритовые и кварцеводиоритовые порфириты	Дайки, мелкие штоки, трещинные интрузии. Наиболее распространенные представители Формации	Вкрапления: плагиоклаз (60%) № 30—50, авгит 26%, $2V = 52-55^\circ$; $c: Ng = 45-46^\circ$, $Nm = 1,694$, амфиболы (4—6%), магнетит. Основная масса сложена плагиоклазом, авгитом, в подчиненном количестве кварц	Порфировая: в центральных частях тел микрозернистая, в эндоконтактах — гиллопидитовая	Хлорит, в меньшей степени альбит, эпидот	Апатит, магнетит, сфен
Диориты и габбро	Породы Николаевского массива. Габбро образуют шпиль среди диоритов	Диориты: плагиоклаз № 40—60 (65—80% объема породы), авгит $2V = 45-48^\circ$; $c: Ng = 45^\circ$, $Ng = 1,723$; $Nm = 1,701$; $Np = 1,696$; кварц-полевостановые с магнетитом сростания в интерстициях по 5—10%. Габбро: 60—70% лабрадора (60—70%) и авгит (25—30%), до 5% кварца и калишпата	Среднезернистая, иногда порфириновая, по направлению к аликальным участкам сменяется порфириковыми породами с микродиоритовой основной массой	По пироксенам уралит, хлорит, магнетит, серицит и хлорит по плагиоклазам, карбонаты	Апатит, реже пироксен и сростаний с магнетитом



Фиг. 25. Габбро Николаевского массива.
Увел. 10, с анализатором



Фиг. 26. Диорит-порфирит апикальных участков Николаевского массива. Увел. 10, с анализатором

единой андезитовой формации («самаргинская» свита палеоценового (?) возраста).

Наблюдавшиеся различия в составе глубоко эродированных покровных андезитов Николаевского участка (близость их по облику и составу к андезито-базальтам) и андезитов Светлого отвода и горы Солонцовой, где крупное вулканическое сооружение сохранилось до настоящего времени, свидетельствует о том, что ранние порции соответствующих расплавов были относительно более основными, а общий ход эволюции был направлен в сторону образования более кислых разностей.

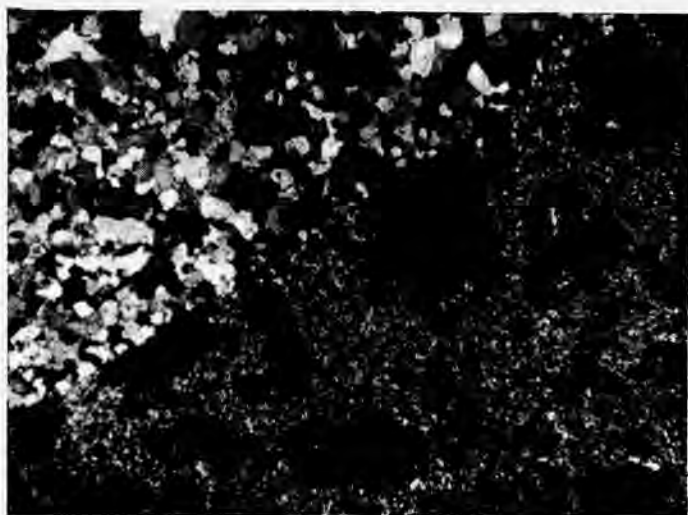
При изучении андезитовых образований Светлого отвода особенно ясно устанавливается связь между локальными изменениями состава и структуры андезитов, и загрязнением их кислым изверженным материалом кровли. Такие же явления наблюдаются в диоритах Николаевского массива, и в трещинных массивах диорит-порфириров низовьев р. Ахобэ. Более широкое распространение кварцевых разновидностей в составе субвулканических тел отчасти возникает в ходе эволюции расплава. Местами такие разности связаны с контаминацией расплава, о чем свидетельствуют ксенолиты гранитов в дайках низовьев р. Ахобэ, ксенолиты туфов кварцевых порфиров в Николаевских диоритах.

Существенное изменение облика, состава и структур андезитов и родственных им пород происходит в связи с контактовым воздействием более поздних кислых интрузий и экструзий (фиг. 27). Особенно показателен в этом отношении факт превращения диорит-порфириров в лейкократовые метасоматические граниты с образованием переходных разностей «гранодиоритового» состава. Эти интересные образования генетически связаны с гранит-порфирами эоценового (?) возраста, и будут описаны в соответствующем разделе этой главы.

Граниты. Наиболее распространенные разности пород третичных гранитных массивов района описаны в табл. 7, однако некоторые из них требуют дополнительного описания.

Широко распространенной фацией гранитов являются гранофиры. Особенности структуры гранофиров — начальное выделение калишпата и плагиоклаза часто в скелетной форме, и окончание их роста совместно с кварцем, связь микрографических колоний с пирамидами роста полевых шпатов, а также дендритовидные и сферолитовые формы графических колоний — все характеризует эти структуры как эвтектические и возникшие в условиях сильного переохлаждения.

Действительно, при проведении экспериментальных исследований кристаллизации эвтектик А. А. Бочвар (Бочвар, 1935) показал, что при малых переохлаждениях одновременная кристаллизация двух веществ приводит к образованию гипидиоморфнозернистых, или грубографических, пегматоидных структур. При значительном переохлаждении соприкосновение кристаллов двух



Фиг. 27. Ороговикование андезитов у контакта с гранитпорфирами.
Увел. 46, с анализатором

фаз вызывает моментальный рост микрографических колоний, následующих кристаллическую форму одного из веществ, либо кристаллизующихся в дендритообразной или сферолитовой форме. Известно, также, что при особенно сильных переохлаждениях, ранние выделения кристаллизуются в скелетной форме, а микрографические срастания образуют дендритовидные колонии. Структуры, наблюдаемые в гранофирах Араратского интрузива, часто до мельчайших деталей совпадают со структурами экспериментальных переохлажденных эвтектических систем, что подтверждает представление о близповерхностном характере этого массива.

Контаминированные граниты возникают в участках со значительным содержанием ксенолитов, где граниты, загрязненные посторонним материалом, приобретают необычный облик. Они превращаются в светло-серые, неравномернозернистые породы с крупными порфировыми выделениями белого плагиоклаза. В основной массе появляется большое количество мелких идиоморфных зерен роговой обманки. Под микроскопом такие породы обнаруживают значительное разнообразие состава и структур. Вкрапленники плагиоклаза, достигающие 6 мм в длину, представлены зональными идиоморфными кристаллами (сростками таких кристаллов) или срастаниями обломков крайне неправильной формы, частью зональных. Состав внутренних зон вкрапленников — до лабрадора № 50, причем количество плагиоклаза возрастает в таких участках до 40—60%. Эти вкрапленники погружены в цемент с размерами зерен 0,02—0,1 мм, представленный идиоморфными зональными

Таблица 7

Петрографическая характеристика пород в составе третичных гранитных массивов

Типы породы	Распространенность	Минеральный состав	Структура	Вторичные изменения	Аццессорные минералы
Граниты	Низы Арабатского массива, третичные массивы «Приморских гранитов» на побережье	Плагноклаз (№ 32—№ 10—8) 30%; кварц 33%; микроклин — микропертит 33%; биотит 0—3%	Неравномернокристаллическая, слабопорфировидная; микроклин и кварц часто в виде микропегматитовых сростаний	Серпичит, карбонаты, эпидот, хлорит	Циркон, апатит, магнетит, сфен и ортит
Гранофиды	Апикальные части крупных массивов, и изолированные мелкие тела	Плагноклаз: № 35—№ 7, пересчитывая микроклин, кварц, изредка биотит	Слабо порфировидная с микрографической основной массой, реже сферолитовая, или микрографическая	Эпидот, хлорит, серпичит, реже кварц	Магнетит, циркон, сфен и апатит
Гранодиорит-порфиды	Интрузивный шток на Ахобинском участке; крайняя фацция штока гранит-порфидов пади Николаевской	Плагноклаз представлен андезитом (в зональных зернах, № 30—№ 40) 30%; кварц 15—20%; пересчитывая и слабопересчитывая микроклин до 25% (преимущественно в основной массе), биотит до 10% (во вкраплениях)	Резко порфировидная, вкрапления (2—6 мм) в тонкозернистой (0,05 мм) микрогранитной и микроаплитовой основной массе	Хлорит, эпидот, карбонаты	Циркон, апатит, ортит, гагатит, сфалерит, гранаты, эпидот
Кварцевые диориты (включены в граниты)	Обильны в некоторых участках гранитных массивов	Плагноклаз от андезита № 32 до лабрадора, розовая оомакка, реже цветные представлены биотитом; кварц и калишпат	Средне- и мелкозернистые, гипидиоморфнозернистые породы, не сохранившие реликтов первоначальных структур	Эпидот, бесцветные амфиболы	Апатит (крупные — часто зонные кристаллы), сфен, магнетит, пирит

Таблица 7 (окончание)

Типы породы	Распространенность	Минеральный состав	Структура	Вторичные изменения	Акцессорные минералы
Кварцевые диориты и градиориты (в составе сложных гранитных массивов)	Часть массивов 27-го ключа и горы Прямой и ряд мелких обособлений втрузивов	Плаггиоклаз: андезин до лабрадора, роговая оманка; $Ng = 18-20$, моноклинный пироксен, кварц, калишпат (15-60%)	Характерно быстрое и незакономерное чередование участков, различающихся по составу и структуре. Кварц и калишпат ксеноморфны, цементируют и слабо корродируют зерна плаггиоклаза и цветных, образуют микропегматитовые сростания. Части пойкилобластовые структуры	Хлорит, анцидот, карбонаты	Циркон, апатит, ортит, магнетит
Гранит-порфиры	Поздние фаазы сложных массивов и многочисленные мелкие изолированные тела	Кварц, слабопреломляемый микроклин, плаггиоклазы (альбит до олигоклаза-андезина), изредка биотит; микроклин заметно преобладает в основной массе; на Ахобинском участке породы приближаются по составу к граносиенитам	Порфиризация: вкрапленники (15-25%) размером 1-10 мм, основная масса сферолитовая, микропойкилитовая, микрогранитная, в эндоконтактах тел сменяется микрофелъзитовой или стекловатой, с ясной флюидальной текстурой	Окварцевание, серицитизация, поксилизация, биотитизм хлорит, магнетит и сфен. В участках интенсивных изменений породы превращены в кварц-мусковитовый грейзен	Сфен, апатит, циркон, ортит

зернами плагиоклаза, ксеноморфными выделениями микроклина, ромбовидными или игольчатыми выделениями зеленого амфибола, частью замещающего полевые шпаты цемента и, наконец, ксеноморфным кварцем. Нередки скопления сфена, магнетита и хлорита. Структура основной массы местами гипидиоморфнозернистая, микрогранитная. Однако чаще выделения перечисленных минералов бывают сцементированы крупными ксеноморфными выделениями микроклина или кварца, и в таких участках структура становится мондонитовой или пойкилобластовой. С обычными, лейкократовыми гранитами описываемые разности связаны постепенными переходами. По составу и структуре контаминированные граниты часто аналогичны породе сильно переработанных ксенолитов.

Отдельные образцы диоритов и кварцевых диоритов, характеризующие гранитоиды ранней фазы в сложных гранитных телах, с одной стороны, и породы субвулканических и интрузивных тел андезитовой формации, с другой, далеко не всегда можно различить под микроскопом. Наиболее типичными петрографическими чертами первых являются: преобладание роговой обманки над пироксенами среди цветных, содержание кварца и калишпатов, обычно превышающее 20—25%, относительное обилие циркона в составе аксессуарных минералов. Главными же для генетического подразделения этих пород служат геологические признаки: описываемые породы повышенной основности, как правило, являются лишь составной частью гранитоидных тел. Они связаны с гранитами постепенными переходами и появляются в тех участках массивов, где в гранитах особенно обильны ксенолиты основных пород. В краевых частях таких массивов повышенной основности появляются лейкократовые разности — гранофиры, пегматоидные аляскиты, в то время как в интрузивах «андезитовой» формации породы эндоконтактов приобретают андезитовый облик. Все эти соотношения заставляют в указанных случаях рассматривать породы повышенной основности в составе гранитоидных массивов как продукты контаминации гранитной магмы. Такой вывод часто приходится делать даже в тех случаях, когда породы среднего состава не имеют атакситового сложения и образуют самостоятельные интрузивные тела. Примером являются гранодиорит-порфиры Ахобинского участка.

Результаты замеров плагиоклазов в гранодиорит-порфирах Ахобинского штока сведены в табл. 8, а количественные соотношения минералов в гранодиорит-порфирах отражены в табл. 9. Анализируя табл. 8 и 9, следует сказать, что отчетливо видны различия между минеральным составом ассоциации вкрапленников и основной массы. Первая отвечает по составу кварцевому диориту, вторая — аляскитовому граниту. Характерно равномерное распределение плагиоклазов, что отчасти подтверждает представление о глубинной контаминации расплавов при формиро-

Т а б л и ц а 8

**Результаты замеров вкрапленников плагиоклаза в гранодиорит-порфирах
Ахобинского участка**

Номер образца	Зона $\perp$ тр. Угол угасания, град	Состав плагиоклаза	Примечание
54	+23—23	Ан. № 40	—
54	+16—17	Ан. № 33	—
36	+13—13	Ан. № 30—32	Гранит эндоконтакта
54/1	+18—20	Ан. № 34	
907	+16—17	Ан. от № 34 до № 33	Замерен ряд зерен в одном шлифе
864	+18—18	Ан. № 34	Очень свежий участок
836	{ +21—18 +25—21	Ан. от № 42 до № 34	Участок, обогащенный ксенолитами
978/5	{ +20—10 +15—17	Ан. от № 33 до № 33	Порода молибденового што- ка

Т а б л и ц а 9

**Количественно-минералогический состав гранодиорит-порфиров Ахобин-
ского штока (в % от объема породы)**

Номер образца	Кварц		Плагиоклаз		Калишпат		Биотит		Аццессорные минералы	Состав средних
	вкрап- ленники	основная масса	вкрап- ленники	основная масса	вкрап- ленники	основная масса	вкрап- ленники	основная масса		
952	7	7	45	5	1	30	2	2	1	—
917	7	9	33	11	2	26	8	2	2	—
898	12	9	28	30	1	8	9	3	—	—
1055/5	6	15	27	20	—	22	4	3	3	—
Среднее из 4-х	18		49		23		8		2	Гранодиорит
Средний со- став вкрап- ленников *	17		69		2		12			Кварцевый диорит
Основная масса	19		33		42		4		2	Аляскит

* Дан в пересчете на 100%.

нии Ахобинского штока. При местной контаминации гранитных расплавов отмечено резкое увеличение содержания плагиоклазов и неравномерное их распределение.

Из данных табл. 10 хорошо видно, что в эндоконтактах происходит резкое увеличение содержания кварца и калишпата.

Количественно-минералогический состав (в %) пород фации
эндоконтакта Ахобинского штока

Номер п/п	Кварц	Плагиоклаз	Калишпат	Хлоритизированный биотит *
1	28,2	17,3	54,5	—
2	40,8	23,9	35,2	—
3	27,0	36,2	33,8	3
4	35,8	24,9	36,2	2,2÷(0,8)
5	54,1	21,7	20,5	1,6÷(2,1)
Среднее	37	25	26	1,4

* В скобках дано содержание магнетита.

Гранодиорит-порфиры ранней фазы Ахобинского комплекса по особенностям минерального состава и порядка кристаллизации не имеют аналогов среди известных для района пород среднего состава, как связанных с андезитами, так и возникших на ранних стадиях формирования гранитных массивов в связи с контаминацией гранитной магмы. Хотя плагиоклаз упомянутых гранодиорит-порфиров представлен основным андезином и лабрадором, они, подобно гранит-порфирам, содержат в изобилии также ранние фенокристы кварца, а иногда и калишпата. Этот факт, а также интенсивно проявленный калиевый метасоматоз, и набор и количество аксессуарных минералов, сближают эти породы с описанными ниже, более поздними гранит-порфирами.

В гранодиорит-порфирах Ахобинского участка весьма показательными являются эндоконтактовые и аутометасоматические изменения.

Так, породы эндоконтакта Ахобинского штока, вскрытые в левом борту кл. Водопадного, представлены не гранодиорит-порфиром, а порфировидным лейкократовым гранитом. Вкрапленники, составляющие до 50% породы, сложены табличками кислого андезина (№ 30—32) до 4 мм длиной, часто в сростании с такими же крупными зернами кварца и мелкими (0,5 мм) изометричными выделениями хлоритизированного биотита. К биотиту приурочены обильные выделения апатита, циркона и сфена. Минералы вкрапленников слагают большую часть объема породы и цементируются либо мелкозернистой — 0,3—0,5 мм (но значительно лучше раскристаллизованной по сравнению с основной массой главной фации) гипидиоморфнозернистой массой кварц-калишпатового состава с редкой примесью плагиоклаза и биотита; либо крупными (2—3 мм) ксеноморфными выделениями нерешетчатого калишпата с пойкилитовыми вростками кварца. Позд-

ний калишпат, как правило, имеет с плагиоклазом вкрапленников нейтральные границы и лишь в исключительно редких случаях плагиоклаз слабо корродирован калишпатом. Такие соотношения скорее всего свидетельствуют о выделении калишпата в позднемагматическую стадию, а следовательно, о некотором обогащении калием приконтактового расплава в процессе магматической дифференциации.

Калишпатизация гранодиорит-порфиров продолжается и на начальных стадиях постмагматических изменений. В участках таких изменений уменьшается объем вкрапленников, увеличиваются размеры зерен в основной массе. Возникают слабопорфировидные породы, в которых вкрапленники плагиоклаза редки, а «основная масса» сложена ксеноморфными зернами нерешетчатого или слабо решетчатого микроклина (размер зерен 0,5—1,5 мм) с включениями единичных крупных выделений измененного биотита и кварца и более многочисленных мелких (0,05—0,8 мм) изометричных зерен кварца. Дальнейшие изменения приводят уже к появлению среднезернистых пород с аплитовидными или пойкилитовыми структурами, в которых крупные (1—2 мм) зерна калишпата составляют свыше 50% объема, а вкрапленники плагиоклаза и биотита — единичны. В других участках эндоконтактов наблюдается обособление более тонкозернистых аплитовидных пород, непосредственно у контактов сменяющихся микропегматитами. Эти породы сложены мелкими (0,01 мм) изометричными зернами кварца, серицитизированного плагиоклаза и более крупными выделениями слабо замутненного нерешетчатого микроклина. Такие аплитовые жилки в эндоконтактах сложены табличками замутненного калишпата с ксеноморфным кварцем между ними. Для апофиз гранодиорит-порфиров характерна калишпатизация, причем в микроклине наблюдаются реликты серицитизированных плагиоклазов, а между новообразованиями микроклина сохраняются скопления вещества основной массы гранодиорит-порфира. Эти процессы сопровождаются также окварцеванием пород в эндоконтактах. Кварц замещает минералы вкрапленников и основной массы и образует изометричные ланчатые сростки до 2 мм в поперечнике. Эти процессы образования кварц-микроклиновых пегматоидных и аплитовидных пород весьма близки к подобным же процессам, проявленным в эндо- и экзоконтактах гравит-порфировых тел на Николаевском участке. В отличие от последних, в Ахобинском штоке зоны окварцевания и калишпатизации редко выходят за пределы апофиз гранодиорит-порфиров.

Такая четкая приуроченность описанных процессов к эндоконтактам гранодиорит-порфиров может указывать на их ранний постмагматический характер. Это тем более интересно, что от аплитовидных кварц-микроклиновых апофиз в роговики кровли нередко ответвляются чисто кварцевые прожилки (фиг. 28).



Фиг.28. Переход кварц-калишпатовой апофизы в чисто кварцевую.
Увел. 10, с анализатором

В ответвлениях, заполняющих трещины разрыва, наблюдалась тонкая вкрапленность молибденита.

Несколько более поздними, или близкими во времени к вышеописанным, являются такие вторичные изменения гранодиорит-порфиров, как сосюритизация и слабая серицитизация плагиоклазов, и замещение амфиболов уралитом и хлоритом, а биотита — хлоритом (пеннином). Можно предполагать, что исходным при образовании Ахобинских гранодиорит-порфиров был расплав, соответствовавший по составу гранит-порфирам, но претерпевший глубинную контаминацию в локальной магматической камере. На факт контаминации указывает своеобразие состава пород, обилие сильно переработанных ксенолитов, широкое распространение в породе характерного комплекса акцессорных минералов (сфена, зональных апатита и циркона, граната, эпидота). О глубинном характере контаминации свидетельствуют однородные структуры пород и тот факт, что состав их не меняется вблизи сильно переработанных ксенолитов.

В краевых и апикальных частях массивов и в составе мелких тел гранит-порфиры поздних интрузивных фаз приобретают облик и структуру кварцевых порфиров и часто отчетливую флюидальную текстуру. Видимое изменение структур гранит-порфиров с глубиной происходит лишь на значительном удалении от поверхности. Так, штوك верховьев пади Николаевской сложен флюидальной породой, в которой роль вкрапленников играют мелкие

(до 0,5 мм) обломки, реже кристаллы кварца и нацело измененных полевых шпатов, а в микрозернистой основной массе микрофельзитовые участки чередуются с неравномерно перекристаллизованными витрокластическими. Лишь на глубине более 400 м порода постепенно переходит в гранит-порфир, в котором идиоморфные зерна микроклина-микрпертита до 1 мм длиной и кварца до 0,5 мм погружены в микрозернистую, аплитовую до фельзитовой, основную массу, состоящую на 80 % из щелочных полевых шпатов и на 20 % из кварца.

Как упоминалось, в ассоциации с близповерхностными массивами гранит-порфиров наблюдаются туфовые дайки аналогичного состава. Под микроскопом видно, что такие дайки сложены псаммитовыми кристалловитрокластическими туфами, в которых до 40 % объема составляют обломки и кристаллы (размер 1—2 мм) кварца, альбита, слабонерешетчатого или нерешетчатого микроклина, реже хлоритизированного биотита. Минералы цементируются тонкими обломками кислого стекла, неравномерно перекристаллизованного в криптокристаллический или микрофельзитовый агрегат.

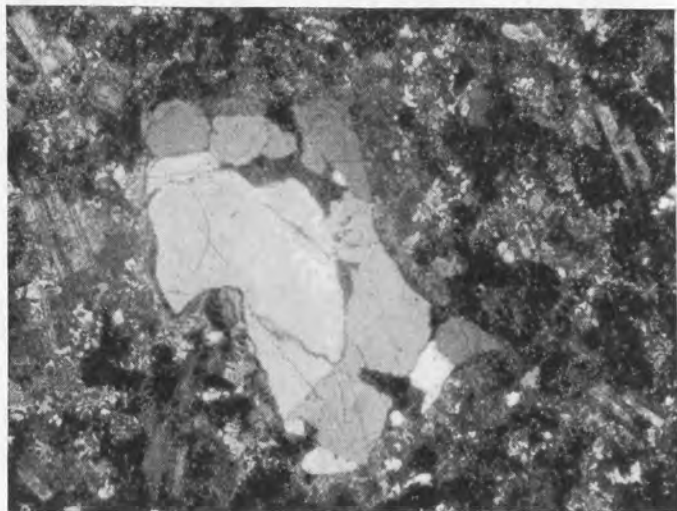
С интрузиями близповерхностных гранит-порфиров генетически связаны метасоматические пегматоидные аляскиты.

Метасоматические «пегматоидные» аляскиты. Эти своеобразные и интересные породы, известные на Николаевском участке, связаны с автометасоматической переработкой гранит-порфиров и с одновременным изменением изверженных пород их кровли. Это грубозернистые, равномернозернистые породы светло-розового, белого или светло-серого цвета, состоящие, главным образом из неправильно округлых выделений (2—10 мм) мозаичного кварца и нерешетчатого или слабонерешетчатого микроклина-пертита.

В подчиненных количествах присутствуют крупные зерна плагиоклазов (олигоклаза-андезина).

Описанные крупные выделения кварца и полевых шпатов местами нацело слагают породу, местами же между ними сохраняются участки мелкозернистой породы, подвергшиеся замещению. Механизм образования «пегматоидных» аляскитов по диоритам и гранит-порфирам хорошо распознается под микроскопом.

Так, на водоразделе ключей Мраморного и Разведочного, близ интрузива гранит-порфиров, в кварцевых диорит-порфиритах появляются крупные порфиробласты кварца и калишпата. И те и другие имеют неправильную форму и развиваются в виде пятен, состоящих из мозаики мелких зерен, среди которых сохраняются реликты первичных минералов породы (фиг. 29). Вдоль границ новообразований калишпата с плагиоклазом диорит-порфиритов появляются каймы тончайшего мирмекита. Постепенно разрастаясь, новообразования кварца и микроклина окончательно замещают исходную породу, на месте которой возникает крупнозернистый метасоматический аляскит. Подобно этому, и в самих



Фиг. 29. Новообразования кварца в диорит-порфиритах близ контакта с гранит-порфирами. Увел. 10, с анализатором



Фиг.30. Новообразования кварца и калишпата по гранит-порфирам (видны реликты мелкозернистой массы гранит-порфиров).
Увел. 20, с анализатором

гранит-порфирах на ранних стадиях преобразования появляются неправильные, мозаичные скопления кварца и замутненного микроклина, внутри которых можно видеть реликты замещаемых минералов (например, серицитизированного плагиоклаза); в промежутках между новообразованиями сохраняются участки тонкозернистой кварц-полевошпатовой основной массы гранит-порфиров (фиг. 30). При слиянии кварцевых и калишпатовых выделений вдоль их границы возникает узкая зона микропегматита. Такая микропегматитовая оторочка, оконтуривающая выделения калиевых полевых шпатов, является характерной чертой микроструктуры метасоматических аляскитов (фиг. 31).

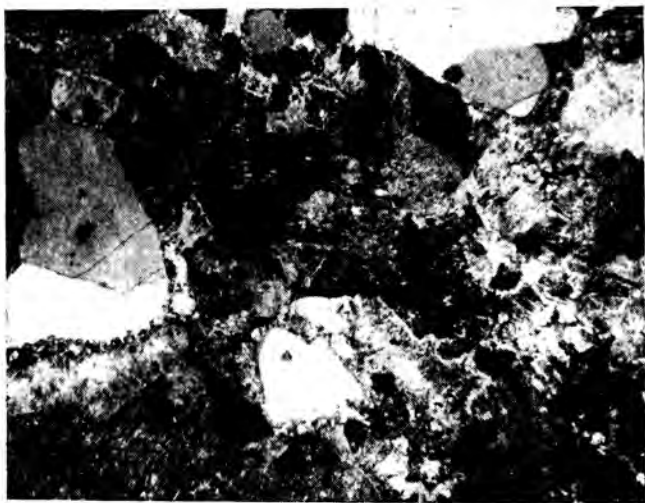
Гранит-порфиры — сиенит-порфиры дифференцированной дайки Ахобинского участка. Специфические разновидности пород наблюдаются в составе дифференцированной дайки гранит-порфиров Ахобинского участка. В центральных частях дайка сложена гранит-порфиром. Порода содержит 25—45% вкрапленников (1,5—15 мм по длинной оси); размеры зерен основной массы составляют от 0,05—0,5 мм.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем и биотитом, количественные соотношения этих минералов во вкрапленниках примерно 6:3:1; распределение минералов — вкрапленников крайне неравномерно — обычны кучные скопления и гломеропорфировые сростки. Единичные порфировые выделения представлены калишпатом.

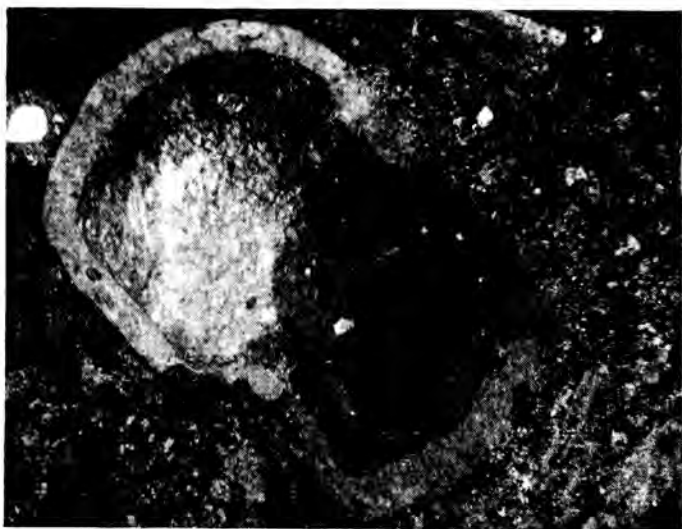
Вкрапленники калишпата особенно интересны, хотя количество их в породе невелико, это — крупные (3—8 мм в длину) выделения таблитчатой формы, реже сохраняющие идиоморфный облик, чаще неправильно округлые. Они представлены санидином, несдвоенным или с простыми двойниками. Все выделения калишпата окружены узкой (0,1—1 мм) реакционной каемкой олигоклаза однородного, лишенного двойников. (фиг. 32). Реакционная каемка содержит тончайшие мирмекитовые вроски, образующие системы неправильно извилистых цепочек, напоминающие отпечатки пальцев. При дальнейшем разрастании олигоклаза каймы мирмекиты укрупняются и образуют характерные ступенчатые вроски (фиг. 33) вдоль плоскостей спайности.

По мере кристаллизации породы, вокруг выделений калишпата концентрируется большое количество реакционного плагиоклаза. Эти реакционные «корки» иногда представляют собою как бы единый кристалл, причем границы его с калишпатом и наружные очертания имеют сложноступенчатый облик и, как правило, этот плагиоклаз содержит многочисленные и крупные кварцевые вроски (разросшиеся мирмекиты).

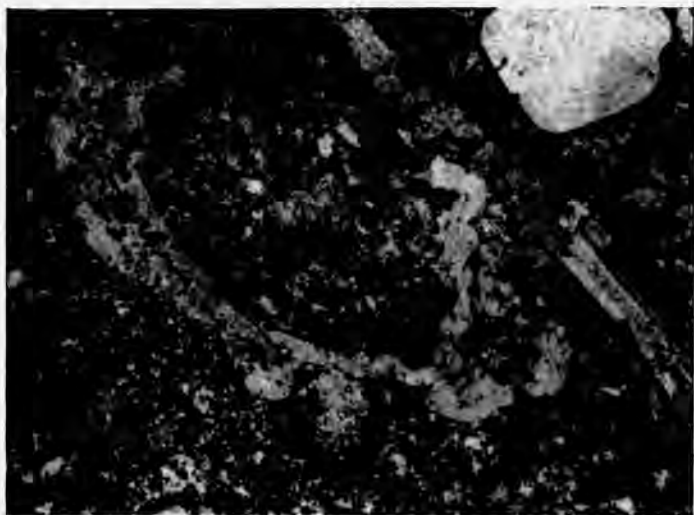
Процессы реакционного замещения калишпата плагиоклазом происходили, несомненно, в магматическую стадию, о чем свидетельствует протоклаз самих калишпатов, а также некоторых зерен плагиоклаза, входящих в состав плагиоклазовой «каймы» вокруг калишпатов (см. фиг. 33).



Фиг. 31. Полностью заместивший гранит-порфир «лейко-
кратовый пегматоидный гранит». Увел. 10, с анализатором



Фиг. 32. Калишлат с реакционной каймой плагиоклаза.
Увел. 10, с анализатором



Фиг. 33. Реакционная кайма плагиоклаза вокруг калишпата. Одно из зерен каймы сломано и сцементировано основной массой. Увел. 10, с анализатором

В центральных частях дайки обильны гломеропорфировые выделения плагиоклаза (от 6—8 и до 15 мм в поперечнике), сложенные зернами андезина № 32.

По составу и облику плагиоклазы гломеропорфировых сростков аналогичны плагиоклазам наружной каймы вокруг калишпатов. Кроме того, гломеропорфировые срастания закономерно приурочены к центральным частям даек так же, как и вкрапленники калишпата. Можно полагать, что по крайней мере часть таких срастаний представляет собой как бы сложные вкрапленники, в которых либо плоскость разреза не прошла через калишпатовое ядро, либо это ядро претерпело реакционное растворение.

Рост таких вкрапленников происходил в магматическую стадию, на что указывает не только упоминавшийся выше протоклаз, но и слабо заметная ориентировка лейст плагиоклаза основной массы вдоль границ вкрапленников.

Наряду с описанными, в породе многочисленны простые вкрапленники, представленные идиоморфными кристаллами прозрачного, иногда зонального андезина с размером зерен 1—4 мм, реже до 6 мм в длину. Неизмененные зерна очень редки; замеры ускоренным методом на Федоровском столике показали следующий их состав (табл. 11).

Плагиоклазы в дайке сильно изменены. Замещение плагиоклазов землистым агрегатом глинистых частиц и тонкочешуйчатого

Т а б л и ц а 11

Свойства плагиоклазов зональной дайки

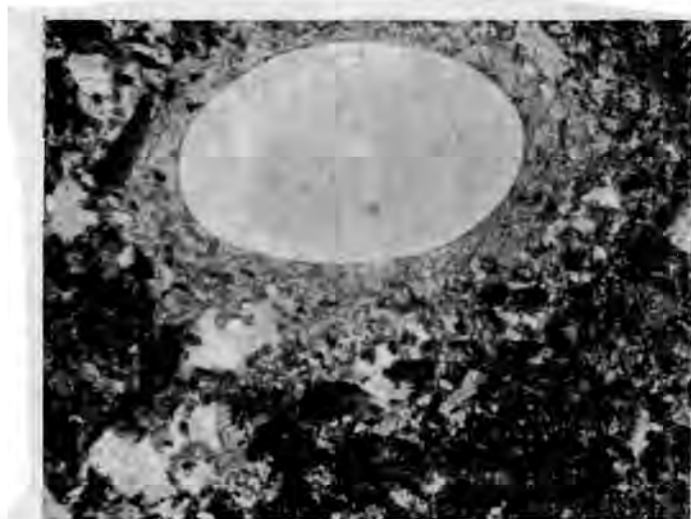
Характер зерна	Угол max угасания, $\perp 010$, град	$-2V^\circ$	Номер плагиоклаза	Характер зерна	Угол max угасания, $\perp 010$, град	$-2V^\circ$	Номер плагиоклаза
Простое	7—8	68	25	Зональное			
»	10	70	26	наружная зона	7	—	25
»	12	—	28	средняя зона	13	—	30
»	5	70	23	ядро	15	—	32
»	8	75	25				

серицита сопровождается выделением прозрачного альбита по периферии зерен.

Кварц вкрапленников представлен крупными (4—5 до 8 мм в поперечнике) кристаллами, реже сростками идиоморфных зерен, неравномерно распределенными в породе. Большинство вкрапленников незначительно оплавлено (сглажены углы, на гранях возникают глубокие бухтообразные «заливы»). Часто можно наблюдать растворение кварца, при этом участки единого зерна разобщены основной массой, но сохраняют единое угасание, а местами и грани кристаллов. Все это указывает на то, что растворение частично происходило на месте (фиг. 34).

Биотит вкрапленников представлен прямоугольными, реже шестиугольными табличками от 0,5 до 1,5 мм в поперечнике. Образуется самостоятельные выделения или сростки с плагиоклазом. Свежие зерна биотита, окрашенные в густой бурый цвет, встречаются исключительно редко — обычно они нацело замещены хлоритом, эпидотом, серицитом, карбонатом, реже рудным минералом, альбитом или вторичной ярко-рыжей слюдкой. Среди вторичных продуктов в биотите сохраняется рутил и обильные акцессорные минералы — призматические зерна ортита до 0,5 мм длиной, апатит, циркон.

Основная масса даже в центральных частях дайки тонкозернистая, поперечник зерен изредка достигает 0,1—0,2 мм, обычно измеряется сотыми долями миллиметра. Сложена она плагиоклазом (олигоклазом и альбитом), калишпатом, кварцем и в меньшей степени разложенными цветными минералами (биотитом и амфиболом). По количеству калишпат преобладает над плагиоклазом и составляет 50—60% от объема основной массы; остальные минералы присутствуют в подчиненном количестве. Структуры основной массы — микропоякилитовая, микрогранитная и микромонцитонитовая, иногда наблюдаются в одном шлифе. Микропоякилитовая структура преобладает в центральных частях



Фиг. 34. Растворение вкрапленников кварцев в гранит-порфирах.
Увел. 45, с анализатором

дайки. Для нее характерны округлые сферолитоподобные выделения калишпата, переполненные лейстами плагиоклаза (в большинстве случаев альбитизированного).

Наряду с плагиоклазом, в калишпате встречены мелкие ромбики амфиболов. В промежутках между обособлениями калишпата скапливаются мелкие зерна кварца, вторичные минералы.

В других участках таблички плагиоклаза сцементированы изометричными зернами кварца и калишпата, а при значительных скоплениях плагиоклазовых табличек ксеноморфный калишпат с примесью кварца заполняет интерстиции, и структура из микрогранитной переходит в микромондонитовую. Примерные соотношения калишпата, плагиоклаза и кварца в основной массе 5 : 4 : 1, местами лейсты плагиоклаза цементируются фельзитовой кварц-полевошпатовой массой.

Основная масса содержит многочисленные скопления вторичных минералов — хлорита, карбоната, биотита, эпидота, лимонита. Включения акцессорных минералов в основной массе сравнительно редки, представлены крупными (до 0,3 мм длиной) зернами ортита и апатита (иногда зонального) и призмочками циркона.

По направлению к контактам петрографический состав породы изменяется следующим образом: заметно уменьшается общее количество вкрапленников и меняются их количественные соотношения. Плагиоклаз вкрапленников представлен отдельными зернами, реже мелкими сростками идиоморфных зерен, редко пре-

вышающих 1—3 мм в длину и сложенных преимущественно вторичным альбитом, прозрачным с неясно выраженными двойниками. Идиоморфные зерна альбита обнаруживают значительную неоднородность строения — отдельные участки внутри них несколько различаются по ориентировке, двупреломлению, что скорее всего и указывает на вторичную природу альбита. Реже во вкрапленниках сохраняется неизменный олигоклаз-андезин, состав отдельных зерен доходит до андезин-лабрадора.

Вкрапленники калишпата единичны, но облик их полностью сохраняется в краевых частях дайки; количество вкрапленников кварца резко убывает с удалением от центра, и близ контактов можно встретить буквально единичные порфировые выделения кварца. Однако по размерам и форме эти единичные вкрапленники не отличаются от вкрапленников в центральных частях. Процессы растворения кварца в краевых частях проявлены сильнее, чем в центре.

В краевых частях заметно меняется структура основной массы, приобретая характер призматически-зернистой, а в эндоконтактах гиалопидитовой. Основная масса сложена беспорядочно ориентированными лейстами олигоклаз-андезина (часто альбитизированного), промежутки между которыми заполнены мелкими неправильными зернами калишпата, и, в подчиненном количестве, кварца. Кроме того, в основной массе многочисленны выделения хлорита, карбоната и эпидота, гнезда вторичного кварца. Местами вторичные минералы нацело заполняют интерстиции между плагиоклазом, структура приближается к апоинтерсертальной, и порода в таких участках очень напоминает измененный плагиопорфирит. Частично скопления вторичных минералов развиваются по пироксенам основной массы, плохо различимым в шлифах, но в большом количестве наблюдаемым в протолочках породы. Пироксен из краевых частей дайки имеет $N_g = 1,705$ и $N_p = 1,687$, т. е. близок к диопсиду.

В менее раскристаллизованных участках эндоконтакта лейсты плагиоклаза погружены в слабо поляризующий стекловатый базис, замещенный хлоритом. Редкие неправильные выделения калишпата самостоятельны или образуют сростки с плагиоклазом; кварц заполняет многочисленные мелкие овальные миндалины, очень редко в таких миндалинах вместе с кварцем присутствует карбонат.

Под микроскопом отчетливо устанавливается постепенный характер перехода между породой центральных и краевых частей дайки.

Такие признаки, как форма и детали строения вкрапленников плагиоклаза и кварца, обилие калишпата в основной массе и ее структура очень близки для пород указанных выходов и краевых зон в центральных выходах сложной дайки. В то же время преобладание апоинтерсертальных структур и обилие позднего

хлорита сближает порфириды флангов зональной дайки с некоторыми развитыми на участке послегранитными диорит-порфиритами.

Петрографическое описание дифференцированной дайки можно суммировать следующим образом: порода дайки сформировалась из расплава, имевшего гранит-порфировый состав. По-видимому, изменение состава расплава на пути к камере застывания привело к тому, что существовавшие уже фенокристы кварца и калишпата оказались неустойчивыми — кварц подвергся растворению, а калишпат — реакционному замещению андезином. Наиболее раннее выделение фенокристов кварца и калишпата подтверждается не только их идиоморфизмом, но и тем, что размер и форма их зерен одинаковы в центральных и краевых частях дайки и что часть зерен испытала слабый протоклаз. Интенсивная кристаллизация андезина привела к образованию многочисленных простых вкрапленников, а также сложных, возникших при разрастании реакционных кайм вокруг калишпата. Процесс роста вкрапленников андезина начался в интрателлурическую стадию, но продолжался уже на месте застывания. Первое подтверждается наличием протоклаза в андезинах сложных вкрапленников и слабо заметной ориентировкой как самих вкрапленников, так и лейст вокруг них. На второе указывают более мелкие размеры простых вкрапленников в краевых частях дайки по сравнению с центральными ее частями и почти полное отсутствие там сложных гломеропорфировых сростков.

Очевидно, в центральных частях дайки, где дольше сохраняется расплав, существовали более благоприятные условия для перемещения, слипания и разрастания крупных полевошпатовых выделений.

Под микроскопом еще более отчетливо, чем при геологических наблюдениях, устанавливается постепенный переход от краевых частей дайки к центральным. И в тех, и в других аналогичны своеобразные оплавленные фенокристы калишпата, характерно растворение кварца, вкрапленники калишпата и плагиоклаза сохраняют свой облик; сравнительно кислый плагиоклаз подвергается процессу деанортизации и альбитизации, но в разных масштабах. В составе основной массы пород и в центре, и по краям наблюдаются ксеноморфные калишпат и кварц. Акцессорные минералы в целом аналогичны для породы центральной и краевой частей даек. Это — апатит (зональный), циркон, ортит, сфен, молибденит.

В то же время между породами центральной и краевых частей дайки наблюдаются закономерные петрографические различия. Так, от центра к краям в составе цветных минералов биотит сменяется амфиболом, а затем пироксеном; в основной массе уменьшается количество кварца и увеличивается количество плагиоклаза; структуры основной массы от микрошюкилитовых переходят к микромонцитным и апоинтерсертальным; количества ортита

и флюорита в составе аксессуарных сокращаются, а количества сфена и зонального апатита увеличиваются. Наблюдаются различия и в содержании аксессуарных элементов (см. табл. 14). Эти факты можно объяснить лишь предположением, что на месте или вблизи камеры застывания дайки произошла дифференциация расплава, которая привела к появлению связанных постепенными переходами зон с закономерными различиями в минеральном составе и структуре.

Сравнение зональной дайки в различных участках показывает, что тело дайки имеет концентрическое строение, при котором более раскристаллизованное и кислое «ядро» окружено чехлом более тонкозернистых, с большей основностью, и сильнее измененных пород.

Естественно ожидать, что тонкие апофизы подобной зональной дайки или апикальные участки аналогичных, но слабее вскрытых даек будут сложены уже однородной породой типа плагиодорфита или кварцевого диорит-порфирита. На существенную роль процесса гибридизма в образовании пород зональной дайки указывают прежде всего нарушение равновесия фенокристов калишпата и кварца с расплавом, а также реликты сильно переработанных ксенолитов; присутствие зонального апатита и обилие сфена в составе аксессуарных минералов и, как будет показано ниже, повышенная, по сравнению с обычными гранитоидами, роль элементов Ti, Ni, Cr, V, Co в составе аксессуарных элементов.

Можно предполагать, что именно контаминация расплава, признаки которой очевидны, и привела к своеобразной дифференциации расплава на месте с образованием относительно более основных пород в краевых частях тела.

Порфириды послегранитных даек. Наиболее молодые интрузивные породы района представлены группой разнообразных по составу порфиритов, среди которых наибольшим распространением пользуются диоритовые и диабазовые разновидности.

Диоритовые порфириды — серые, зеленовато-серые, до черных, тонкозернистые порфиоровые породы, сложенные плагиоклазами и моноклинным пироксеном, с подчиненным содержанием кварца и магнетита.

Вкрапленники представлены пироксеном, пироксеном и плагиоклазом или только плагиоклазом, причем количество их в породе не превышает 10%, обычно меньше. Размеры вкрапленников колеблются от 0,1 до 1—2 мм в длину, по форме это таблитчатые или призматические идиоморфные зерна, часто образующие сростки. В основной массе главную роль играют лейсты среднего плагиоклаза (олигоклаз-андезин № 30—32), промежутки между которыми заполнены изометричными зернами магнетита и кварца и агрегатами хлоритовых чешуек. Нередко в основной массе присутствуют также мелкие идиоморфные кристаллы авгита или роговой обманки (фиг. 35, а).

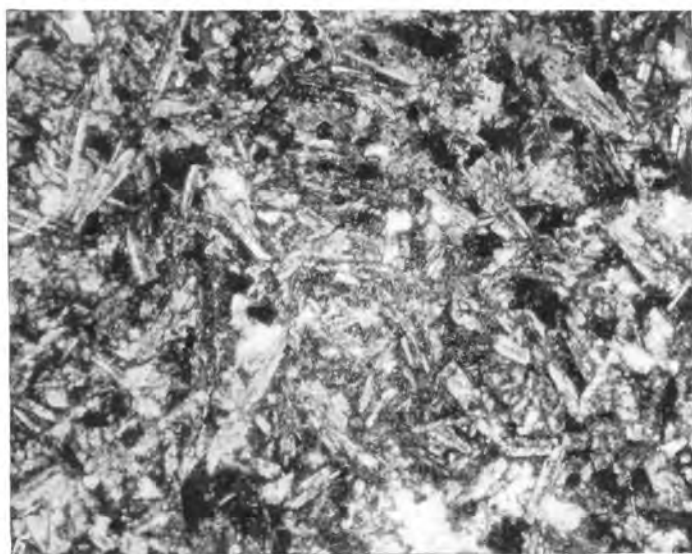
Структура основной массы призматически-зернистая; длина лейст плагиоклаза, местами образующих радиально-лучистые сращения, часто не уступает длине вкрапленников, размеры зерен других минералов — 0,05—0,1 мм. В некоторых образцах основная масса содержит участки слабо раскристаллизованного стекла и приобретает гиалопилитовую структуру.

Специфической чертой жильных диорит-порфиров является широкое развитие вторичных процессов. Неизменно и в больших количествах в породах присутствует хлорит-пеннин, располагающийся главным образом в основной массе, где листоватые скопления пеннина заполняют промежутки между лейстами плагиоклаза, наряду с кварцем и магнетитом, или замещают плагиоклаз основной массы. Местами видно, как выделения хлорита проникают по трещинкам внутрь зерен первичного кварца или частично замещают зерна роговой обманки. Нередко скопления хлорита замещают также пироксен вкрапленников, причем хлорит в таких случаях ассоциируется с кальцитом и иногда вторичным кварцем.

Лейсты плагиоклаза в основной массе диорит-порфиров обычно альбитизированы. Кроме того, как по вкрапленникам, так и по минералам основной массы развиваются псевдоморфозы или неправильные скопления кальцита и эпидота, иногда в ассоциации с поздним кварцем и серицитом.

Диабазовые порфиры с трудом отличимы от послегранитных диорит-порфиров. Порода даек, как правило, афировая, реже с единичными порфировыми выделениями плагиоклаза или пироксена; основное место в породе занимают лейсты плагиоклаза, сильно вытянутые и часто образующие неправильные, радиально-лучистые скопления; длина лейст 0,05—0,5 мм, иногда до 1 мм. Лейсты замещены альбитом и хлоритом, а промежутки между скоплениями плагиоклазов заполнены хлоритом, карбонатом, магнетитом, реже альбитом и кварцем. В подобных скоплениях изредка можно наблюдать реликты зерен пироксенов. Кроме описанных изменений, являющихся автометасоматическими, в послегранитных дайках рудных участков широко проявлены различные типы околорудных изменений. Так, в частности, диабаз-порфиры Светлого отвода близ зон нарушений превращены в кварц-серицитовую породу с обильными скоплениями землистого лейкоксена и бесформенных зерен циркона.

Породы даек этой группы, независимо от состава, под микроскопом заметно отличаются от пород даек-корней эффузивов и субвулканических аналогов андезитов и базальтов. Отличия эти заключаются в структурах: у послегранитных, или даек рудных полей, это преимущественно офитовые структуры, с полнокристаллическим сложением, массивные. Лишь в узких зонах эндоконтактов этих даек появляются гиалопилитовые разности. Весьма обычно звездчатое или радиально-лучистое расположение лейст пла-



Фиг. 35. Микроструктуры диорит-порфиров из эффузивных *а* (увел. 90) и послегранитных *б* (увел. 46) даек Монастырского участка, с анализатором

гидроклаза, причем лейсты сильно вытянуты (отношение ширины лейст к длине достигает 1:50). Но самой характерной особенностью этих даек является глубокая аутометасоматическая переработка, в результате которой лейсты становятся замутненными, приобретают неровные очертания, а по остальным минералам породы развиваются хлорит, карбонаты и обильная магнетитовая пыль. Подобные интенсивные изменения захватывают все участки породы и свойственны этим дайкам-дериватам интрузий независимо от того, связаны ли дайки в пространстве с рудопроявлениями, или же такой связи нет (например, дайки Тавайзы).

Таким образом, эти породы являются не диоритовыми или диабазовыми а скорее, аподиоритовыми или аподиабазовыми порфиритами (фиг. 35, а, б).

В отличие от описанных, дайки андезитов и базальтов — аналоги эффузивов — никогда не подвергаются столь полному изменению, и даже в тех участках, где они интенсивно затронуты эпидотизацией, карбонатизацией, скарнированием близ рудных тел (например, на Довгалеvском участке), всегда можно наблюдать реликтовые участки со свежими, четко очерченными лейстами плагиоклазов и неизмененными выделениями пироксенов.

Особенность послегранитных порфиритовых даек Ахобинского участка это, прежде всего, — их разнообразие. На незначительной площади отмечены разности, варьирующие по химическому составу от диоритов до кварцевых габбро. Кроме того, для участка характерны дайки, по составу и структурам близкие как к диабазовым порфиритам, так и к породам краевых частей дифференцированной дайки гранит-порфиров. В наиболее раскристаллизованных разностях порфиритов установлены в незначительных количествах циркон, апатит, ортит и даже флюорит.

Основная масса таких пород — полнокристаллическая, на 65% сложена лейстами альбитизированного плагиоклаза от 0,05 до 0,5 мм длиной, местами беспорядочно расположенными, местами субпараллельными. В промежутках между лейстами, а иногда цементируя их, располагаются неправильные таблички и ромбовидные зерна альбита с волнистым угасанием. Местами эти зерна по размерам заметно превышают лейсты, а иногда играют роль вкрапленников 2-го порядка. В промежутках между тесно сближенными лейстами плагиоклаза или между лейстами и ромбами альбита располагается ксеноморфный калишпат, присутствующий в явно подчиненном количестве; наблюдаются единичные зерна пироксена. В основной массе обильны рудные выделения с лейкоксеном и хлорит. Аллотриоморфный альбит с хлоритом образует рассеянные в породе гнездовидные скопления. В краевых частях размер зерен и структура породы почти не меняются, но в основной массе шире распространены ромбовидные выделения альбита, и появляются многочисленные миндалиники, заполненные кварцем и рыжей вторичной слюдой. Как видно из описания, эти породы

весьма близки сиенит-порфирам краевых частей дифференцированной Ахобинской дайки.

Именно на примере Ахобинского изверженного комплекса, несколько специфического по составу, удастся проследить отчетливое петрографическое родство пород нескольких последовательных фаз внедрения: гранодиорит-порфиров, гранит- и граносиенит-порфиров и, наконец, части послегранитных порфиритов. При этом изучение дифференцированной дайки гранит-порфиров позволяет полагать, что часть послегранитных порфиритов могла появиться в результате контаминации и последующей дифференциации расплава гранит-порфиров.

О калиевых полевых шпатах в изверженных породах Тетюхинского района. Заканчивая петрографическую характеристику пород района, следует кратко остановиться на результатах изучения калиевых полевых шпатов.

Рекомендуемая в настоящее время стандартная методика определения калиевых полевых шпатов (Марфуни, 1962), требующая применения оптических и рентгенографических исследований для установления состава, степени упорядоченности, степени распада и характера двойникования минералов, не могла быть применена автором. Указанные исследования требуют изготовления гониометрически ориентированных препаратов из опорных образцов калишпатов, в которых и измеряют полную оптическую ориентировку в коноскопе на Федоровском столике. Но в подавляющем большинстве исследованных пород калишпаты сосредоточены в криптокристаллической или тонкозернистой связующей массе, а порфировые его выделения редки, по размерам не превышают 1—2 мм и, как правило, почти нацело пелитизированы. Возможным оказалось лишь произвести замеры угла $2V$ в наиболее сохранившихся выделениях нерешетчатых калишпатов. Замеры произведены по двум выходам осей, установка разрезов контролировалась коноскопически.

Данные замеров углов оптических осей во вкрапленниках или идиоморфных выделениях нерешетчатых калишпатов в различных гранитах, а также в некоторых эффузивных и субвулканических породах района, сведены в табл. 12. По современным представлениям величина угла оптических осей, поскольку состав и субмикроскопическое двойникование почти не влияют на нее, служит надежной мерой упорядоченности калишпатов.

Приведенные данные подтверждают петрографические наблюдения, свидетельствующие о том, что в подавляющем большинстве гранитов района, независимо от форм их проявления, калишпат представлен высоким микроклином; в кварцевых порфирах и их субвулканических массивах промежуточным микроклином с $2V = 58 - 62^\circ$ и, наконец, в третичных липаритах низким санидином с $2V = -40^\circ$. Различия калишпатов в дайках гранит-порфиров Ахобинского участка служат ярким примером весьма существен-

Т а б л и ц а 12

Углы оптических осей во вкрапленниках калишпатов

Группа пород	Номер образца	$-2 V^\circ$
Кварцевые порфиры покровные, верховья р. Ахобэ	3307	62
Гранит-порфиры субвулканические	1517	58
Гранит-порфиры даек, верховья р. Ахобэ	1671	75
То же	1514a	68
Гранит-порфир, Довгалеvский шток .	1980	80
Гранит, Араратский массив (краевая часть)	3096/1	85
То же	3093	78
Гранит 27-го ключа	3722/2	78
Граниты Тавайзы	356	80—85
Гранит-порфир дайки кл. Березового	3807	75
Гранит-порфир краевой части, Ахобинский шток	36	79
Гранит-порфир, Ахобинский участок	3217	72
Зональная дайка гранит-порфира, Ахобинский участок	1037/1	48
То же	1037/2	50
Липарит дайки, Довгалеvский участок	3065	40

ной роли катализа в процессах упорядочивания. Действительно, целая группа этих даек, единых по возрасту, структурному положению, составу и степени раскристаллизации, содержит вкрапленники решетчатого или нерешетчатого ($2V = -72^\circ$) микроклина. И только в одной из этой группы, дифференцированной дайке, где порфировые выделения калишпата оказались защищенными реакционными каемками олигоклаза, калишпат сохранил водяно-прозрачный облик и промежуточное неупорядоченное состояние ($2V = -48 - 50^\circ$).

На существенную роль летучих в процессе упорядочения калишпатов, очевидно, указывает и такой факт: в крупном субвулканическом теле гранит-порфиров (Аликовский интрузив) и в окружающих его туфах кварцевых порфиров калишпаты аналогичны и представлены промежуточным микроклином ($-2V = 58 - 62^\circ$); в то же время в собственно интрузивных дайках гранит-порфиров, хотя и более молодых и незначительных по мощности, калишпат представлен более упорядоченным промежуточным микроклином с $-2V = 75 - 78^\circ$.

Акцессорные минералы изверженных пород Тетюхинского района

К акцессорным, согласно И. А. Преображенскому (1941), были отнесены минералы, количество которых в породе так незначительно, что для выделения их требуется применение методов концентрации.

Специальное изучение акцессорных минералов изверженных пород производилось в тяжелых фракциях протоочных проб. Всего из описываемых пород было взято более 100 таких проб весом, в среднем, по 10—12 кг. Отбор проб производился из естественных обнажений или керна скважин, на максимально возможной (для каждого типа породы) площади, причем пробы составлялись из многочисленных мелких образцов наиболее свежей породы.

Обработка проб (дробление, рассев по фракциям и промывка на концентрационном столе), а также разделение в тяжелых жидкостях были сделаны в лабораториях разделения минералов и шлихового анализа в ИГЕМ АН СССР. Просмотр проб под биноклем произведен ст. лаборантом Т. А. Гавриловой и в лаборатории шлихового анализа — научными сотрудниками Т. А. Магидович и Н. С. Ашихминой, а также автором.

Содержания акцессорных минералов в породах даны на фиг. 36.

Анализируя результаты, в первую очередь следует отметить крайне низкий вес полученных тяжелых фракций, редко превышающий в сумме 1000 г/т породы и лишь в исключительных случаях достигающий 4000—5000 г/т породы.

В то же время, по подсчетам в шлифах, содержание акцессорных минералов в породе составляет от 0,4—0,5% до 1,5—2% (или 4000—20 000 г/т). Очевидно, примененный способ обработки для проб тонкозернистых и неполнокристаллических пород непригоден, поскольку при этом не менее 75% акцессорных минералов теряется. Это вполне объяснимо, так как размеры выделений акцессорных минералов редко превышают 0,1—0,2 мм, а обычно соответствуют сотым долям миллиметра и должны попадать при расसेве в пыль, практически не подвергающуюся в настоящее время промывке и делению.

Значительные потери при обработке делают невозможным строгие количественные сопоставления результатов. Отбор мономинеральных фракций для анализов также оказался во многих случаях почти невозможным по двум причинам: ничтожный объем тяжелых фракций и мелкие зерна. Из петрографического описания ясно, что одни и те же минералы, относимые в группу акцессорных (цирконы, апатиты, сфены и т. д.), представлены в изученных породах минимум четырьмя генетическими группами: а) раннемагматическими (включения в фенокристаллах); б) позднемагматическими (в ассоциации с биотитом и магнетитом);

в) автометасоматическими (в связи с хлоритизацией, окварцеванием, серицитизацией) и г) постмагматическими (связанными с различными этапами околорудных изменений).

Однако неправильно было бы отказаться от проведения подобных исследований. Действительно, единый метод обработки, большое количество и значительный объем проб позволяют делать хотя бы приближенные сопоставления и обеспечивают определенную объективность выводов, особенно когда они касаются лишь главных тенденций распределения акцессорных минералов. Эти сопоставления, впервые проведенные для описываемых пород в таком объеме, оказали существенную помощь при корреляции различных магматических образований.

Акцессорные минералы в изверженных породах района по характеру их распространения делятся на три группы.

Первая, наиболее обширная, включает общие для всех изученных пород минералы: циркон, апатит, флюорит, сфен, анатаз, рутил, лейкоксен, эпидот, пирит, галенит, сфалерит. Следует сказать, что распространение этих минералов в различных типах пород неоднородно; так, циркон отчетливо тяготеет к кислым породам, но при этом в покровных и субвулканических липаритах богопольской свиты установлен в количествах, значительно меньших, чем в ольгинских кварцевых порфирах или гранитах.

Фиг. 36. Содержание акцессорных минералов в изверженных породах района

1 — преобладает в шлихе; 2 — 20–50% шлиха; 3 — 5–20% шлиха; 4 — единичные зерна

Места взятия и число проб. Покровы основных-средних лав: 1 — Светлый отвод, 2; 2 — падь Николаевская, 2; 3 — орговинокановые андезиты 27-го ключа, 1. Субвулканические тела основных-средних пород; 4 — диориты Николаевского массива, 3; 5 — габбро Николаевского массива, 2; 6 — окварцованные диориты Николаевского массива, 1; 7 — андезито-дациты Лидовской дайны, 1. Покровы липаритов: 8 — горы Солондовой, 2; 9 — междуручья Горбуши-Довгалеви, 3; 10 — пади Новицкого, 1. Кислые субвулканические породы: 11 — дацит из некка ключа Барачного, 2; 12 — гранофиры Светлого отвода, 5; 13 — липарит даек Довгалеви участка, 4; 14 — фельзит некка в верховьях р. Тетюхе, 1; 15 — фельзит дайны верховья р. Тетюхе, 1. Покровы кварцевых порфиров: 16 — Светлого отвода, 2; 17 — падь Николаевская, 1; 18 — среднее течение р. Ахобь. Некки и субвулканические тела кварцевых порфиров: 19 — верховья р. Ахобь, 2; 20 — Светлый отвод, 2; 21 — Аликовский массив, 2. Гранитоиды I фазы: 22 — монцовиты кл. Лашина — 2; 23 — кварцевые диориты 27-го ключа, 1; 24 — ксенолиты в Ахобинских гранодиоритах — 1; 25 — гранодиорит-порфиры Ахобинского участка, 5; 26 — граниты эндоконтакта Ахобинского штока, 3. Граниты II фазы: 27 — Араратский интрузив, 6; 28 — интрузив 27-го ключа, 1. Гранит-порфиры III фазы: 29 — Довгалевишский шток, 3; 30 — дайны в Араратском интрузиве, 2; 31 — шток кл. Контактного, 2; 32 — дайны верховья р. Ахобь, 7; 33 — дайны Ахобинского участка, 2; 34 — «Зональная» Ахобинская дайка, 4; 35 — Николаевский участок, 1; 36 — интрузив 27-го ключа, 1; 37 — дайка кл. Березового, 1; 38 — шток кл. Питомного, 2. Автометаморфизованные гранит-порфиры: 39 — дайны Монастырского участка, 3; 40 — интрузив кл. Сурьяного, 3; 41 — шток пади Заветной, 1; 42 — шток Довгалевишский, 1. Порфирит даек: 43 — Ахобинский участок, 5; 44 — верховья р. Тетюхе, 1; 45 — Николаевский участок, 1; 46 — рогинок экзоконтакта Ахобинского штока

Формы выделения циркона очень сходны во всех породах; обычно это — длиннопризматические кристаллы, затем мелкие короткопризматические и в подчиненном количестве умеренно-короткие кристаллы с асимметричным развитием граней 100 и 110. Различить по набору форм цирконы из различных пород не удастся, однако, как исключение, встречаются типоморфные разности в изверженных породах Ахобинского комплекса — в гранодиорит-порфирах и ксенолитах, заключенных в них; в гранит-порфирах и породах дифференцированной дайки и в некоторых дайках порфиритов преобладают цирконы с «квадратным» сечением (преимущественное развитие граней 110), такие же цирконы широко распространены лишь в контаминированных гранитоидах массива 27-го ключа.

Апатиты распространены повсеместно и в целом равномерно; количество их заметно возрастает в диоритах Николаевского массива; в ксенолитах, заключенных среди гранодиорит-порфиров Ахобинского штока, в самих этих гранодиоритах и в гранитоидах 27-го ключа. В диоритах Николаевского массива апатит представлен мелкими, мутными короткопризматическими зернами, а в гранитоидах и заключенных в них ксенолитах апатит значительно более крупный. Типоморфным для пород Ахобинского штока и массива 27-го ключа является зональный апатит в форме сильно вытянутых призматических зерен.

Для титановых минералов характерно весьма неравномерное распределение. Так, заметно обогащены сфеном, анатазом и лейкоксеном диориты Николаевского массива и различные породы свиты богопольских липаритов (породы покровов, даек, субвулканического массива гранофиров). Судя по шлифам, сфен весьма обилён также в породах Ахобинского комплекса. Рутил, наоборот, преобладает в породах группы ольгинских кварцевых порфиров и гранитов.

Ко второй группе следует отнести акцессорные минералы, характерные для определенных по составу, возрасту или условиям размещения групп пород.

Так, характерным минералом ольгинских кварцевых порфиров, гранитов и гранит-порфиров является ортит. Ортит, присутствующий в том или ином количестве во всех пробах пород этой группы, не был обнаружен ни в самаргинских андезитах, ни в богопольских липаритах, ни в субвулканических аналогах этих пород. Интересно подчеркнуть, что во «внутриандезитовых» кварцевых порфирах Светлого отвода ортит обилён. Сходным распределением отличается молибденит, связанный преимущественно с ольгинскими кварцевыми порфирами и интрузивными породами (гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами).

Киноварь, как это отмечал Р. Е. Остроумов, обнаружена в гранит-порфирах, локализованных в пределах Нежданковской ослабленной зоны, на севере площади. Касситерит установлен в

породах поздней интрузивной фазы — минерализованных гранит-порфирах. Характерным минералом богопольских плагиолипаритов оказался пирохлор, обнаруженный в субвулканических дайках Довгалева участка, а также в гранофирах Светлого отвода.

Арсенопирит характерен для пород, испытывавших паложенную рудную минерализацию, широко представлен в породах Светлого отвода, Ахобинского и Монастырского месторождений и не установлен в остальных. Исключение составляют катаклазированные граниты на одном из участков Араратского массива.

Весьма интересно распределение таких минералов, как сфалерит и галенит. Содержание их в породах относительно велико. Эти минералы весьма обычны в изверженных породах, развитых в пределах рудных участков (Светлого отвода, Николаевского, Монастырского), по-видимому, испытывавших процессы наложенной минерализации. Сфалерит кроме того, что он приурочен к породам с наложенной минерализацией, широко и равномерно распространен в породах бассейна р. Ахобэ (кварцевых порфирах, гранит-порфирах). Заметно увеличены содержания сфалерита и галенита в составе автометаморфизованных приповерхностных гранит-порфиров и в измененных породах их кровли. Увеличение содержания аксессуарных галенита и сфалерита в интрузивах, расположенных вне участков известных рудопроявлений (шток кл. Контактного, кварцевые порфиры их кровли, ороговикованные андезиты в кровле гранит-порфиров массива 27-го ключа), позволяют считать, что выделение части галенита и сфалерита в интрузивных породах происходит в связи с автометасоматическими процессами.

В заключение следует подчеркнуть, что проведенное даже самое общее сопоставление аксессуарных минералов в изверженных породах Тетюхинского района позволяет прийти к интересным выводам. Так, породы «гранитной серии» (ольгинские кварцевые порфиры, их аналоги — липариты Довгалева участка, гранитоиды различных типов) характеризуются постоянным присутствием ортита в аксессуарной части, а в породах «андезит-липаритовой» серии — самаргинских андезитах, богопольских липаритах, субвулканических аналогах тех и других — ортит не установлен. Выявленная при анализе многих десятков проб эта закономерность, по-видимому, достаточно объективна, и ортит может рассматриваться, как типоморфный минерал гранитной серии пород. Интересно отметить, что ортит обнаружен и во внутриандезитовых кварцевых порфирах, т. е. породах, которые на основании геологического и петрографического изучения были отнесены к ольгинской толще — главному члену гранитной серии. Предварительно можно считать пирохлор типоморфным минералом третичных липаритов, так как единичные находки пирохлора были сделаны только в липаритах богопольской (?) свиты — представителях андезит-липаритовой серии.

Вторым существенным выводом является тот, что в гранитоидах района, особенно в гранит-порфирах поздней интрузивной фазы, и их разновидностях (например, в Ахобинском штоке контактированных гранит-порфиров или в эруптивной зоне кл. Контактного) выделение галенита и сфалерита происходит в связи с контактовым воздействием расплавов и в процессе аутометаморфической переработки пород.

Интересно также, что с гранит-порфирами поздней интрузивной фазы связан касситерит.

Наконец, существенно выделение комплекса минералов, типоморфных для переработанных ксенолитов, и контаминированных гранитов. По-видимому, в породах района такие минералы, как зональный апатит и длиннопризматический «квадратный» циркон, можно считать показателями процесса гибридизма.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ ТЕТЮХИНСКОГО РАЙОНА

Материалом для изучения геохимических особенностей пород послужили данные 3500 спектральных анализов пород и 70 спектральных анализов минералов.

Анализу подвергались, в первую очередь, средние пробы пород весом от 10 кг и более. Из проб, после дробления, были отквартованы навески в несколько граммов, которые и использовались для спектральных (и частью химических) определений. Обычно к каждой пробе делалось 10 спектральных анализов. Кроме того, в большом количестве анализировались отдельные образцы (наименее измененных пород или, напротив, из зон наложенной минерализации, образцы, характеризующие различные фации интрузивных тел и т. д.). Минералы на анализ были отобраны под биноклем, вручную, из искусственных шлихов.

Спектральные анализы произведены в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР, в Москве, и частично в лаборатории казахстанской экспедиции ИГЕМ в г. Караганде в 1957—1963 гг. Расшифровка анализов сделана А. С. Дудыкиной, В. Белоусовым, Г. Д. Васильевой, Р. В. Кортман, Я. М. Нюссином и Ф. И. Суминой.

Подавляющее большинство анализов — полуколичественные.

В породах и минералах определялось 40 элементов. Чувствительность метода на эти элементы по состоянию на 1 января 1963 г. приведена ниже (табл. 13).

Величина значащей части в данных анализах такова: n^- от 1 до 3; n от 4 до 6; n^+ от 7 до 9. Точность анализов равна одному порядку. Для контроля применялись выборочно повторная расшифровка, повторные съемки и в редких случаях — химический анализ на отдельные элементы.

Характер данных (полуколичественные анализы) и невозможность полностью учесть расхождения, возникающие при съемке на разных приборах и расшифровке различными аналитиками, явились причиной того, что изложенные выводы касаются самых общих главным образом качественных закономерностей поведе-

Чувствительность спектрального метода (в %)

Be 0,0003	Ga 0,0005	Sn 0,002	Ti 0,005	As 0,03
Mo 0,0002	Ge 0,001	Tn 0,003	Zr 0,003	Zn 0,03—0,01
V 0,0003	Co 0,001	Nb 0,003	Ba 0,005	Li 0,05
Mg 0,0003	Ni 0,001	Bi 0,005	Sr 0,01	Na 0,1
Ag 0,0003	Si 0,001	Sc 0,001	W 0,003	P 0,02
Cu 0,0003	Al 0,001	Te 0,005	Te 0,01	
Mn 0,0005	Cr 0,001	Pb 0,002	Sb 0,01	
Fe 0,0005	Ca 0,001	Cd 0,005	Ta 0,01	

ния акцессорных элементов в породах. Выводы количественного характера делаются лишь в тех случаях, когда при обработке массового материала выявляются определенные и устойчивые тенденции в поведении акцессорных элементов.

В настоящем исследовании обработка данных полуколичественных спектральных анализов произведена следующим образом: рассмотрено 16 элементов, подразделенных на три группы: 1-я Pb, Zn, Sn, Mo, Ag главных рудных акцессорных элементов; 2-я — Co, Cr, Ti, V, Ni рудных элементов, более характерных для основных пород, а в кислых, являющихся показателями процессов контампации, и 3-я — Be, Nb, Zr, Ga, Sr, Ba. Отдельно рассмотрено поведение бора и редких земель. Перечисленными элементами обычно почти исчерпываются примеси в породах Тетюхинского района.

Содержание элементов в породах и минералах сравнивалось с кларками этих элементов по А. П. Виноградову (1962). Кларк олова принят равным $1,3 \cdot 10^{-3}$ на основании данных В. Л. Барсукова (1956).

Ниже рассматривается поведение каждого из перечисленных акцессорных элементов. По десяти элементам составлены диаграммы, в которых для каждой группы пород рассчитано процентное соотношение проб с тем или иным содержанием данного элемента (в кларках).

В распоряжении автора имелось также около 300 количественных спектральных анализов пород. При таком методе анализа чувствительность на В, Nb, Tl, As, Ag, Mo, La значительно выше приведенной. Как правило, эти анализы делались в целях контроля и на каждую группу пород приходится не более 5—10 определений. Средние содержания элементов по данным количественных анализов сведены в табл. 14.

Перейдем к характеристике элементов-примесей в изверженных породах района.

Таблица 14
Средние содержания акцессорных элементов в изверженных породах Тетюхинского района
(по данным спектральных анализов)

Элементы	Кларк в породах		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	основ- ные	сред- ние																
10 ³ Pb	0,8	1,5	2	70	29	2	2	7,7	40	48	38	6	34	46	10	2,4	20	13
10 ³ Zn	1,5	2	7	20	17	5	3	20	20	20	14	5	10	20	20	7	60	10
10 ³ Sn	0,6	—	1,3	0,3	0,6	3	3	0,2	4,5	5,2	0,2	1	2,6	5	3	3	3	3
10 ³ Mo	1	0,9	1	0,3	—	1	1	1	2	1	—	1	1	2	1	2	34	2,5
10 ³ Ag	3	0,7	0,5	1,8	—	—	—	4	3	5	—	—	4	3	2	1	17	1
10 ³ Ti	9	8	2,3	5	8,4	10	10	3,7	6	0,4	1,6	5	2	4	0,1	2	0,38	1,5
10 ³ V	20	10	4	13	20	5	6	0,3	2	2	0,3	1,4	1	2	0,5	0,4	0,7	1
10 ³ Cr	300	50	2,5	—	—	1	9	25	2	2	—	1,4	2	2	1	—	—	1
10 ³ Co	45	10	5	11	17	4	5	1	1	2,5	—	5	2	3	—	—	—	1,5
10 ³ Ni	160	55	8	9	12	4	4	16	2,6	2,5	—	1	4	3	1,5	—	—	2,5
10 ³ As	2	2,4	1,5	—	—	20	8	—	100	80	—	40	20	70	50	40	—	4
10 ³ Sb	1,5	2	2,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—
10 ³ Tl	0,2	0,15	2,5	—	—	—	—	—	7	5	—	3	2	—	—	5	—	7
10 ³ B	1	—	1,5	—	—	5	4	—	4	2	—	1	3	—	10	—	—	12
10 ³ Be	1,5	1,8	5,5	3,3	3,2	3	2	5	1	2	5,8	2	—	—	3	—	4,3	2,6
10 ³ Ga	1,8	2	2	2	2	2,5	1,5	1,6	2	—	1	1,2	0,8	2	1	2,6	1,5	1,8
10 ³ Zr	1	2,6	2	2,7	1,8	1,5	0,7	3	1	1,1	3,2	1,4	1	1	0,75	1	2,1	0,6
10 ³ Nb	2	2	2	2,7	0,3	—	—	2,5	1	1	2,8	1	1	1	1	1	2,7	1
10 ³ La	—	6	4	5,4	2	—	—	7,5	—	—	1,2	0,1	—	—	5	2	8,5	3

Количество проб

1 — диориты и габбро, Николаевский участок; 2 — андезит-базальты, там же; 3 — гранодиорит-порфиры, Ахобинский участок; 4 — гранит-порфиры из центра зональной дайки, там же; 5 — граносиенит-порфиры, крайняя часть зональной дайки, там же; 6 — порфиро-кварцевых порфиров р. Ахоба; 7 — неск кварцевых порфиров, р. Ахоба; 8 — туфоплава кварцевых порфиров, там же; 9 — дайки кварцевых порфиров, верховья р. Ахоба; 10 — гранодиориты из аликальных участков Арыктского массива; 11 — гранит-порфиры, массив 27-го ключа; 12 — гранит-порфиры аликальных участков массива 27-го ключа; 13 — гранит-порфиры кт. Контактного; 14 — гранит-порфиры дайки Довгалева участка; 15 — гранит-порфиры штока; 16 — метасоматические пегматитные граниты Николаевского участка.

Формации	Скарново-гидротермальная сульфидная							Гидротермальная сульфидная						
Месторождения, рудопроявления	Светлый отвод		Западный Партизан		Рудопроявления №№ 129, 130, 135			Никальск-кост.						
Минералы в "головах"	Галенит	Сфалерит	Халкопирит	Галенит	Сфалерит	Халкопирит	Кобальтит	Галенит	Сфалерит	Пирит	Галенит	Сфалерит	Халкопирит	Арсенит
Количество проб	2	2	2	5	2	2	1	2	7	1	1	3	2	2
Ba														
Bi														
Ga														
In														
Ca														
Co														
Mn														
Mo														
Ni														
As														
Sn														
Sb														
Ag														
St														
Ti														
Zn														

■ 1 ■ 2 ■ 3 — 4 — 5

Фиг. 37. Содержание аксессуарных элементов в рудных минералах (по В. Н. Журавлеву)

Содержание, %: 1 — более 1; 2 — от 0,1 до 1,0; 3 — от 0,01 до 0,1; 4 — до 0,01; 5 — следы

Наибольший интерес для настоящего исследования представляет распределение в породах рудных аксессуарных примесей — свинца, цинка, олова, молибдена и серебра.

На фиг. 37, 38 приведены диаграммы содержаний аксессуарных элементов в различных типах руд, а также в отдельных минералах руд Тетюхинского района (по В. Н. Журавлеву).

Поскольку изученная площадь отличается наличием месторождений и рудопроявлений полиметаллов, естественно предполагать, что часть таких примесей в породах может иметь наложенный характер. Поэтому для выявления первичных или фоновых содержаний аксессуарных рудных примесей, в первую очередь, рассматриваются породы изверженных тел или покровов, пространственно не связанных с известными рудопроявлениями.

Свинец. Кларк 0,002%¹. Чувствительность метода 0,002%. Является наиболее распространенной аксессуарной рудной примесью изверженных пород района. Установлен не менее, чем в 80% всех проанализированных проб. Среднее содержание свинца в измененных породах заметно превышает кларк.

¹ Здесь и далее указаны кларки для кислых пород.

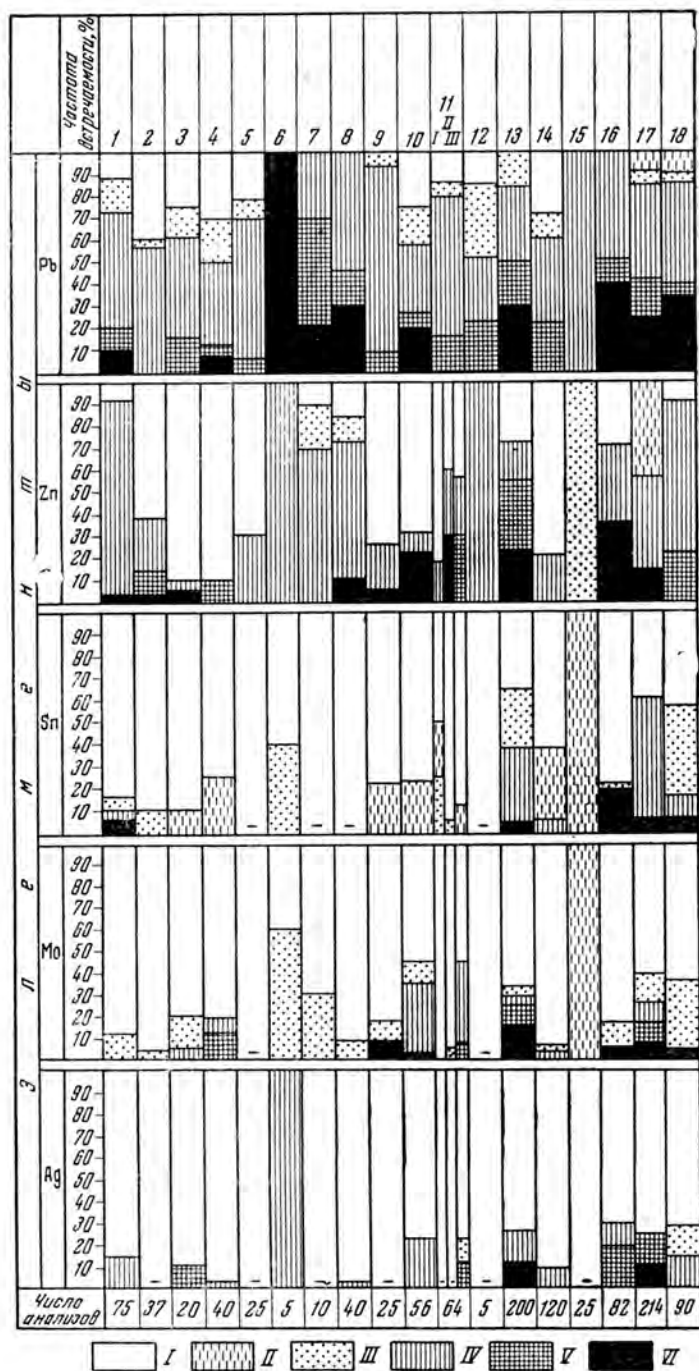
Формация	Скарново гидротермальная сульфидная						Элементы
Тип	Полиметаллический					Пирротиновый	
Месторождение, рудопроявления	Светлый ствол		Западный Партизан	Рудопроявления №№ 62, 64, 65	Рудопроявления №№ 131, 133, 135	Рудопроявление № 123	
Массивные руды	Массивные руды						
Количество проб	10	10	15	9	7	9	
V							V
Bi							Bi
W							W
Ga							Ga
In							In
Y							Y
Co							Co
Ni							Ni
Cu							Cu
Mn							Mn
Mo							Mo
As							As
Pb							Pb
Ag							Ag
Sb							Sb
Sn							Sn
Ti							Ti
Zn							Zn
Cr							Cr
Zr							Zr

Формация	Гидротермальная сульфидная					Вторично-кварцевый	Элементы
Тип	Полиметаллический		Оловянно-полиметаллический		Полиметаллический		
Месторождение, рудопроявления	Николаевское	Рудопроявление №№ 192, 193, 204	Заявчане	Вкрапленные руды	Рудопроявление № 107	Рудопроявление № 115	
Количество проб	20	10	12	8	8	10	
V							V
Bi							Bi
Ga							Ga
In							In
Y							Y
Co							Co
Ni							Ni
Cu							Cu
Mn							Mn
Mo							Mo
As							As
Pb							Pb
Ag							Ag
Sb							Sb
Sn							Sn
Ti							Ti
Zn							Zn
Cr							Cr

■ 1 — 2 — 3 — 4 — 5

Фиг. 38. Содержание аксессуарных элементов в различных типах руд Тетюхинского рудного узла (по В. Н. Журавлеву)

Содержания (%): 1 — более 1; 2 — от 0,1 до 1; 3 — от 0,01 до 0,1; 4 — менее 0,01; 5 — следы



Повышенные, по сравнению с кларком, фоновые содержания свинца в изверженных породах района отчетливо отражены на диаграммах (фиг. 39) и в табл. 14. В частности, на этих диаграммах видно, что анализы пород большинства площадей в удалении от месторождений — например, палеогеновых андезитов и липаритов с горы Солонцовой, гранофилов Араратского массива, липаритовых даек — не имеют «ураганных» содержаний свинца. Этот факт соответствует геологическому представлению о том, что наложенными процессами эти породы не затронуты или затронуты в минимальной степени. В то же время средние содержания свинца в них равны 0,005—0,006% и выше.

Таким образом, фоновые содержания свинца в изверженных породах Тетюхинского района следует принять равными 0,005%, что более чем вдвое превышает кларк.

Данные количественного анализа показывают, что и эта цифра, возможно, занижена. Так, для верхнемеловых кварцевых порфиров среднего и верхнего течения р. Ахобэ (табл. 14) по данным 75 количественных анализов вычислено среднее содержание, равное 0,007%. (При расчетах, в целях перестраховки из данной группы были исключены анализы образцов с содержанием Pb, превышающим 0,05%, потому что в ряде случаев установлено, что при таких содержаниях примесь не является первично-магматической.) В небольших штоках гранит-порфиров, особенно в таких случаях, когда гранит-порфиры подверглись автометаморфической грейзенизации и окварцеванию, средние содержания свинца заметно выше (см. табл. 14).

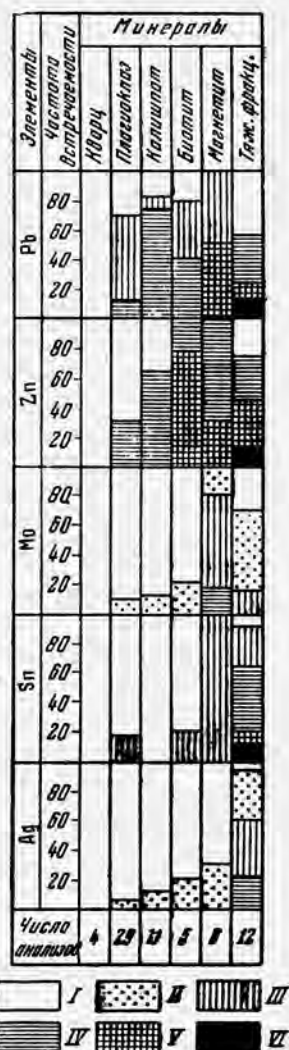
Специальных исследований о формах нахождения акцессорных элементов в породах не проводилось и для суждения об этом мы располагаем только данными изучения искусственных шлихов и спектральными анализами ряда породообразующих минералов.

Данные по содержанию рудных акцессорных элементов в породообразующих минералах сведены в диаграмму (фиг. 40).

Фиг. 39. Содержание рудных акцессорных элементов в изверженных породах Тетюхинского района

Содержания: I — ниже чувствительности метода; II — ниже 1 кларка; III — 1 кларк; IV — 2—8 кларков; V — 10 кларков; VI — выше.

Породы: эффузивы ольгинской серии: 1 — кварцевые порфиры и их туфы бассейна р. Ахобэ; 2 — дайки и субвулканические тела кварцевых порфиров; 3 — липариты и их туфы; 4 — кварцевые порфиры и их туфы Светлого отвода. Самаргинские андезиты и их субвулканические аналоги: 5 — Светлый отвод; 6 — верховье 27-го ключа (ороговикованные андезиты); 7 — падь Николаевская; 8 — габбро и диориты Николаевского массива. Палеогеновые (богопольские) липариты и их субвулканические аналоги: 9 — поровы Светлого отвода; 10 — гранофиры Светлого отвода; 11 — дайки липаритов (I — Араратского массива; II — верховье р. Ахобэ; III — Довгалева участка). Интрузивные породы: 12 — диориты и гранодиориты 27-го ключа; 13 — гранодиорит-порфиры Ахобинского штока; 14 — граниты и гранофиры Араратского интрузива; 15 — гранофиры впадинам частей Араратского массива; 16 — диабаз-порфириты (дайки рудных полей); 17 — гранит-порфиры; 18 — породы кровли гранит-порфиров



Фиг. 40. Содержание (в %) рудных акцессорных элементов в породообразующих минералах гранит-порфиров Тетюхинского района

I — ниже чувствительности;
 II — $n \cdot 10^{-1}$; III — $n \cdot 10^{-2}$;
 IV — $n \cdot 10^{-3}$; V — $n \cdot 10^{-4}$;
 VI — n

Из диаграммы видно, что свинец является обычной примесью в породообразующих минералах всех изверженных пород, независимо от того, взяты ли исследованные породы в пределах рудных полей или вне их. Наблюдается закономерное возрастание количества свинца в составе минералов от ранних к поздним: так, в кварце вкрапленники свинца отсутствуют, в плагиоклазе вкрапленников установлено в тысячных долях процента; в калишпатах основной массы и биотите — в сотых долях процента, в магнетите — в сотых и десятых долях процента. В тяжелых фракциях из искусственных шлихов свинец присутствует в десятых долях процента.

В породах, затронутых гидротермальными изменениями, содержание свинца в тяжелой фракции возрастает до целых процентов. Закономерное изменение содержания свинца от более ранних минералов к более поздним заставляет считать, что часть акцессорного свинца несомненно имеет первично-магматическую природу.

Цинк. Кларк 0,006%, чувствительность 0,03—0,01%. Данные по содержанию акцессорного цинка в породах менее показательны, так как из-за низкой чувствительности полуколичественного спектрального метода, количества цинка, приближающиеся к кларковому, в породах не улавливались.

Можно считать, что фоновое содержание приближается к кларковому или несколько превышает его, так как в 20—30% проб пород, не затронутых наложенными рудными процессами, цинк содержится в количестве 0,02% (в 3 раза превышающем кларк).

Результаты количественного спектрального анализа также показывают, что средние содержания цинка в целом близки к кларку (0,005—0,007%), а для гранит-порфиров из мелких приповерхностных тел часто заметно превышают

его, достигая 0,02—0,03%. При этом распределение акцессорного цинка в породах различных участков неоднородно. Наиболее обогащены, по сравнению с другими, кислые эффузивы среднего и верхнего течения р. Ахобэ. Эта особенность характерна как для верхнемеловых кварцевых порфиров и их субвулканических разностей, так и для даек палеогеновых липаритов, развитых на этом участке.

О содержании примеси цинка в магматических расплавах свидетельствуют данные анализа порообразующих минералов (см. фиг. 40).

Цинк является постоянной примесью в порообразующих минералах, но улавливается преимущественно в минералах наиболее поздних (начиная с калишпатов) и почти не установлен в плагиоклазах. Имеющиеся данные отражают закономерное увеличение содержания цинка в минералах от ранних стадий магматического процесса к поздним. Примесь цинка в плагиоклазах (в количестве сотых процента) характерна для кислых даек верховьев р. Ахобэ, что, возможно, связано с относительно повышенным содержанием цинка в этих породах.

Олово. Кларк 0,0013%, чувствительность метода 0,002—0,001%. Для магматических пород Тетюхинского района, в том числе кислых, примесь олова в целом не характерна. Это относится в равной мере как к верхнемеловым кварцевым порфирам, так и к палеогеновым гранитам и липаритам. О фоновом содержании олова мы даже не имеем возможности судить, так как в удаленных от рудных участков породах примесь олова содержится всего в 10—20% проб в количествах, ниже кларкового. Это явление нельзя связать и с недостатками метода, так как чувствительность анализа на олово позволяет улавливать количества ниже кларка.

О бедности исходных магматических расплавов оловом можно судить по тому, что примесь олова отсутствует, как правило, во всех порообразующих минералах, включая биотиты, и появляется лишь в наиболее поздних минералах — магнетитах и орпихах. Некоторое «накопление» олова наблюдается в гранофирах верхних горизонтов Араратского массива и в кислых дайках, пересекающих массив.

Единственная группа пород, где примесь олова наблюдается постоянно, — это третичные гранит-порфиры: дайки в верховьях кл. Каменистого, штоки ключей Заветного и Контактного, Довгалевский шток и дайки кварцевых порфиров; дайки гранит- и граносиенит-порфиров Ахобинского месторождения.

Олово присутствует в количествах, близких к кларковым, в неизмененных разностях этих пород. Содержание его возрастает в автометаморфизованных породах (эндоконтактные зоны Довгалевского штока, серицитизированные гранит-порфиры штока Контактного). Данные количественного анализа показывают, что

даже в неизмененных породах этой группы среднее содержание олова превышает кларк в 2—3 раза, достигая 0,003—0,005%.

Молибден (кларк 0,0001%, чувствительность 0,0002%) и *серебро* (кларк 0,000005%, чувствительность 0,0003%). Оба эти элемента присутствуют в породах, не затронутых гидротермальными изменениями, но установлены в незначительных количествах. Полуколичественным спектральным анализом молибден в неизмененных породах установлен в 5—10% проб, в количествах, близких к кларку. Он обнаруживает тенденции к накоплению в небольших, плохо вскрытых апофизах гранитных массивов.

В составе плагиоклаза вкрапленников гранофиоров кл. Третьего молибден наблюдается в десятитысячных долях процента, в то время как в остальных породах примесь молибдена, подобно олову, устанавливается лишь в наиболее поздних по времени выделения породообразующих минералах — биотитах, ортитах и магнетитах.

Примесь серебра является обычной для изверженных пород. Это предположение основано на том, что в магнетитах из различных пород обычно устанавливаются десятитысячные доли процента серебра. В редких случаях аксессуарное серебро установлено в составе других породообразующих минералов — биотита, полевых шпатов апатита (при этом в тех же минералах не наблюдается повышенных содержаний других рудных примесей, что позволяет и примесь серебра не считать наложенной). Однако кларк его настолько низок, что полуколичественными спектральными анализами эта примесь не была уловлена в породах. Более чувствительными количественными методами установлено постоянное присутствие этих элементов в изверженных породах, причем содержание молибдена, как правило, ниже, а содержание серебра — выше кларка. В гранит-порфирах поздней интрузивной фазы и Mo, и Ag установлены в повышенных количествах.

В тех случаях, когда исследуемые массивы изверженных пород располагаются в пределах рудных участков, содержания рудных примесей в породах резко возрастают. Это относится к изверженным породам Монастырского, Николаевского и Ахобинского участков, к гранофирам Светлого отвода, а также дайкам диабаз-порфиритов рудных полей. Для пород этих участков характерны содержания Zn, Pb, нередко в десять и более раз превышающие кларк (см. фиг. 40), иногда в этих же участках одновременно повышаются и содержания Mo, Sn и Ag.

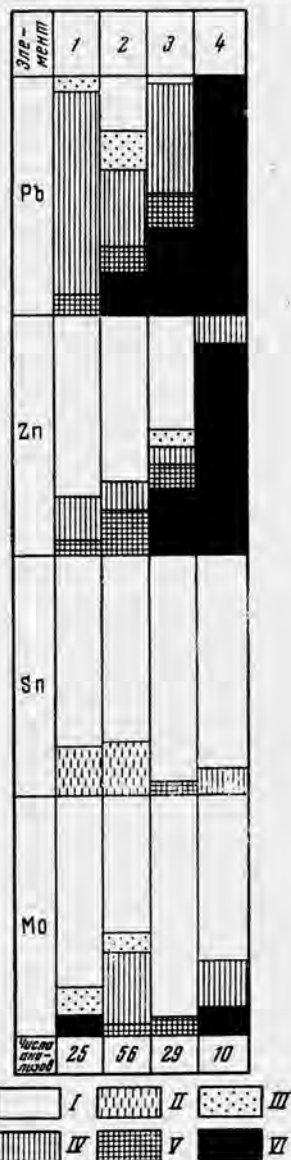
Рассеянные рудные примеси в этих породах в значительной мере являются продуктом постмагматической деятельности. Это касается, в первую очередь, «ураганных» содержаний, превышающих кларки в 10 и более раз. Действительно: 1) подобные содержания распределены в породах крайне неравномерно; 2) появление высоких содержаний свинца и цинка часто сопровождается увеличением содержаний олова, молибдена, серебра и мышьяка,

которые в неизмененных разностях изверженных пород почти никогда не превышают кларков; 3) комплекс акцессорных рудных примесей, появляющийся в участках пород с резко повышенными содержаниями свинца и цинка, аналогичен комплексу рудных элементов, характеризующих гидротермальные рудопроявления района; 4) повышенные содержания элементов комплекса рудных элементов часто связаны с зонами нарушений в изверженных породах и 5) эти же элементы одновременно устанавливаются не только в изверженных породах, но и в породах кровли и даже в более молодых дайках.

Одна из иллюстраций таких соотношений, где показаны элементы-примеси в изверженных породах Светлого отвода, приведена на фиг. 41. Отчетливо видна приуроченность повышенных содержаний Pb и Zn к зонам нарушений в изверженных породах. Интересно, что в данном случае, в связи с обогащением пород Pb и Zn, не происходит увеличения содержания Sn

В некоторых группах пород резкое увеличение содержания рудных примесей связано с процессами позднемагматическими или автометаморфическими, а не оторванными во времени — гидротермальными. Такие случаи будут рассмотрены особо.

Наложенная минерализация нередко затушевывает характер «первичных» рудных примесей изверженных пород, однако необходимая информация об их распределении может быть получена для каждого элемента. Для этого рассматриваются элементы-примеси в составе пород наиболее свежих, лишенных видимой рудной вкрапленности и



Фиг. 41. Рудные акцессорные элементы в изверженных породах участка Светлого

I — ниже чувствительности метода; II — ниже 1 кларка; III — 1 кларк; IV — 2—8 кларков; V — 10 кларков; VI — выше 10 кларков
 1 — липариты горы Солонцовой; 2 — гранофиры; 3 — диабаз-порфирит даек; 4 — зоны натаклаза в дайках

других признаков вторичной минерализации. Кроме того, используются данные по содержанию рудных примесей в пороодообразующих и акцессорных минералах, извлеченных из протолочек наиболее свежих пород.

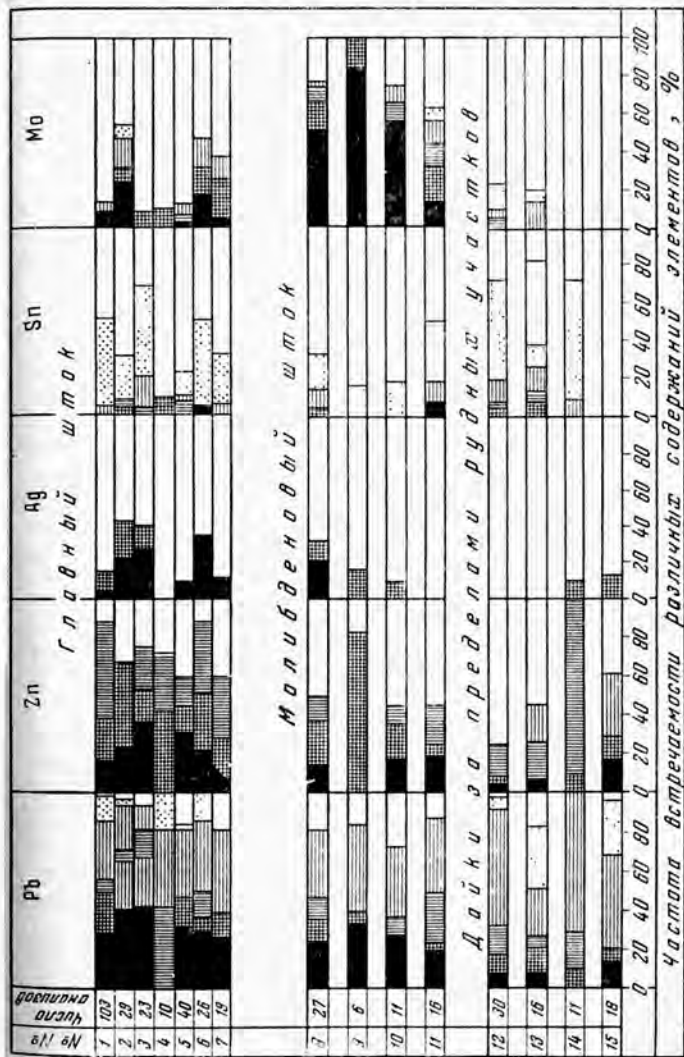
В качестве примера разберем более детально характер главных рудных примесей в изверженных и вмещающих их породах на участке Ахобинского полиметаллического месторождения. Описания геологии и петрографии интрузивных образований и соотношений их с рудными телами приведены на стр. 82. Ниже на фиг. 42 приведена диаграмма распределения рудных примесей в различных породах Ахобинского участка. Изучены породы главного штока, «молибденового» штока-сателлита и группы даек, пространственно удаленных от известных рудопроявлений.

Начнем рассмотрение, как всегда, с пород, наименее затронутых постмагматическими процессами. Такими на Ахобинском участке являются породы северного апикального эндоконтакта Главного штока. Это породы зоны закалки, несколько более лейкократовые, чем гранодиорит-порфиры в центральных частях штока, не затронуты ни позднемагматической микроклинизацией, ни автометаморфическими преобразованиями, столь характерными для остальной массы гранодиорит-порфиров. Даже биотит вкрапленников сохраняется в них свежим. Видимая рудная вкрапленность отсутствует. В этих породах, по данным полуколичественного анализа (фиг. 42, графа 4), свинец присутствует постоянно, в тысячных долях процента, причем в 90% проб его содержание 0,005 — 0,008%, что в 2—4 раза превышает кларковое. Проверка количественным методом дала более высокую цифру — 0,01%, причем такое содержание свинца свойственно как гранодиорит-порфирам, так и заключенным в них ксенолитам. В неизмененных породах дифференцированной дайки, а также в гранит-порфирах даек за пределами месторождения свинец также наблюдается постоянно, и содержание его часто превышает кларк.

Подобно свинцу, цинк содержится в неизмененных гранодиорит-порфирах северного эндоконтакта в 70% проб в количестве сотых долей процента, что в несколько раз превышает кларк. Средние содержания цинка в этих породах по данным количественного анализа равны 0,02%.

В породах Главного штока 0,0n% Pb и 0,n% Zn обнаружены в апатитах и ортитах — минералах, не измененных вторичными процессами. В цирконах также установлена слабая примесь цинка. В дайках, удаленных от рудопроявлений, например, в центральной и краевых частях дифференцированной дайки — в плагиоклазе вкрапленников — установлено 0,0n% Pb.

В гранит- и граносиенит-порфирах, более молодых, чем гранодиорит-порфиры, содержание олова возрастает. Для молибдена такого накопления в более поздних магматических породах на этом участке не отмечено.



Фиг. 42. Рудные акцессорные элементы в изверженных породах Ахобинского участка

I — ниже чувствительности метода; II — ниже 1 кларка; III — 1 кларк; IV — 2—8 кларков; V — 10 кларков; VI — выше 10 кларков

1—7—главный шток: 1 — гранодиорит-порфиры, 2 — граниты эндоконтакта, 3 — зоны дробления, 4 — северная апофиза штока, 5 — роговики кровли у северной апофизы, 7 — гранит-порфир даек, 8—10 — молибденный шток: 8 — гранодиорит-порфиры, 9 — зоны дробления, 10 — роговики кровли; 11 — дайки гранит-порфиров; 12 — 15 — дайки в удалении от рудных участков: 12 — граносенит-порфиры, 13 — зональная дайка, 14 — кварцевые диорит-порфиры, 15 — диоритовые и диабазовые порфиры

Распределение рудных примесей в гранодиорит-порфирах, а также более молодых породах изверженных участков, затронутых вторичными преобразованиями, отличается следующими чертами.

1. В значительном количестве проб (30—50%) содержание свинца превышает сотые доли процента, причем в тех же самых породах наблюдаются повышенные содержания цинка и серебра. Увеличение содержания этих элементов не зависит от места взятия пробы (центральные части штоков, зоны дробления, роговики кровли) т. е. рудная минерализация имела в основном наложенный (постмагматический) характер.

2. Отсутствие резкого повышения содержаний свинца в зонах видимого катаклаза указывает на то, что гранодиорит-порфиры были равномерно «пропитаны» рудоносными растворами, как это и было отмечено при петрографическом описании. В то же время некоторое обогащение свинцом участков эндоконтактов и зон дробления отмечается. Цинк отличается такими же особенностями распределения.

3. Свинцово-цинковая минерализация моложе гранодиорит-порфиров, даек граносиенит-порфиров и части даек порфиритов, так как поведение свинца и цинка в самих гранодиорит-порфирах и в пересекающих штоки дайках аналогично (см. фиг. 42).

4. По отдельным анализам отчетливо устанавливается связь между повышенными содержаниями серебра и свинца.

5. Молибден распределен иначе, чем свинец и цинк. Пространственная приуроченность главной части молибденовой минерализации к изолированному Молибденовому штоку, установленная геологически, отчетливо подтверждается данными по распределению примесей в породах. Действительно, в пределах Молибденового штока, в самих гранодиорит-порфирах, в зонах дробления внутри штока и в роговиках кровли молибден обнаружен в среднем в 70% проб, а в аналогичных породах главного интрузива — только в 10%. Анализы показывают также относительное повышение содержания молибдена в зонах дробления в Молибденовом штоке, что подтверждает вывод о постмагматическом характере молибденовой минерализации. Еще раз подчеркнем, что такое распределение имеет только молибден, а свинец, цинк и серебро в главном и Молибденовом штоках распространены равномерно. Это может свидетельствовать о наличии самостоятельного этапа кварц-молибденитовой минерализации. Помимо этого, молибден, так же как и олово, связаны с более поздними и широко распространенными свинцово-цинковыми рудами, что устанавливается непосредственными анализами минералов свинцово-цинковых руд.

6. Накопление олова также связано с постмагматическими процессами; об этом свидетельствует как постоянная примесь олова в рудах района, так и повышение содержания олова в породах, затронутых свинцово-цинковой минерализацией, а также

связь наиболее высоких содержаний олова с зонами катаклаза в Главном штоке.

Итак, хотя изверженные породы Ахобинского участка затронуты наложенной рудной минерализацией, анализ распределения рудных примесей в различных фазах и фациях этих пород позволяет утверждать, что Pb, Zn, Ag, Sn и Mo содержатся в этих породах в виде первичных акцессорных примесей, причем Pb и Zn в количествах, заметно превышающих кларк, а остальные — в количествах, ниже кларковых. Оказалось возможным в какой-то мере проследить различную для разных элементов историю накопления и отщепления в постмагматическую стадию.

Подобному же рассмотрению подверглись элементы-примеси в изверженных породах других рудных участков (в частности, Довгалева, Светлого отвода, Монастырского) и полученные выводы были полностью подтверждены.

Среди изверженных пород района в целом наибольшим содержанием главных рудных примесей отличаются палеогеновые гранит-порфиры — породы наиболее поздней интрузивной фазы. Это особенно важно по следующим причинам: во-первых, такие гранит-порфиры и их автометасоматически измененные разности содержат повышенные против кларка (иногда в 10 и более раз) количества акцессорных Pb, Zn, Ag, Sn, Mo, Nb и В независимо от того, расположены эти интрузивы в пределах рудных участков или вне их (кл. Контактный, падь Заветная, дайки верховьев Ахобэ). Из этого следует, что хотя мы при рассмотрении пород, расположенных близ рудных участков, и связываем такие содержания акцессорных элементов с влиянием гидротермальной рудной минерализации, такой подход является чрезмерной перестраховкой. Часть этих высоких содержаний, несомненно, связана с гранит-порфирами и их постмагматическими растворами.

Увеличение содержаний акцессорных рудных примесей в породах поздних фаз, по сравнению с ранними, указывает на их накопление в связи с эволюцией гранитного очага.

Относительно высокое содержание акцессорных рудных и ряда специфических нерудных примесей заставляет выделять близповерхностные гранит-порфиры и даже их эруптивные аналоги в самостоятельную формацию и считать их производными интрузивных, длительно эволюционировавших гранитоидных камер. В отличие от них, ряд тел кварцевых порфиров и гранит-порфиров, часто близких первым по составу, структуре и геологическому положению, но с иной геохимической характеристикой, рассматриваются как собственно субвулканические, возникшие при выстывании близ поверхности недифференцированных кислых расплавов. Примером последних может служить Аликовский интрузив, аналогичный по геохимическим особенностям покровным кварцевым порфирам бассейна р. Ахобэ, но весьма отличающийся от многочисленных тел гранит-порфиров на этой же площади.

Бор. Кларк 0,0015%, чувствительность метода 0,001%. Выводы по распределению акцессорной примеси бора в породах основаны на данных 350 полуколичественных спектральных анализов. Анализировались как средние пробы пород, так и отдельные, наименее измененные образцы, отобранные более или менее равномерно на площади массивов и в пределах близлежащих участков кровли, преимущественно из коренных обнажений. Имеется несколько анализов плагиоклазов из различных гранитных массивов. Анализы произведены в физико-химической лаборатории ГИГХС (Государственный институт горно-химического сырья).

Определение бора производилось путем двойного сжигания на медных электродах. Кроме того, в лаборатории ИГЕМ (аналитик Г. Д. Васильева) был получен ряд количественных анализов из средних проб кислых изверженных пород района.

Данные анализов показывают, что в третичных гранитоидах вне рудных участков акцессорная примесь бора является постоянной, причем содержание его близко к кларковому (0,001—0,002%). В небольших апофизах и эндоконтактных участках гранитных массивов происходит некоторое накопление акцессорного бора (до 0,005—0,008%). В Араратском массиве и в массиве Тавайзы относительно повышенные содержания акцессорного бора приурочены к апикальным участкам. Некоторое увеличение его содержания связано с постмагматическими процессами в этих гранитах (обогащение бором гранитов вдоль зон катаклаза и в участках альбитизации, грейзенизации).

Более заметное накопление акцессорного бора происходит в гранит-порфирах поздней интрузивной фазы, где содержание его в неизмененных разностях в 2—3 раза превышает кларк (дайки граносиенит-порфиров Ахобинского участка, интрузивные кварцевые порфиры Довгалецкого участка, гранит-порфиры 27-го ключа). Автометасоматические преобразования гранит-порфиров приводят к резкому увеличению содержания акцессорного бора: в гранит-порфирах кл. Контактного до 0,01%, а в метасоматических гранитах Николаевского участка до 0,03%. В гранит-порфирах Довгалецкого штока проявлена турмалинизация.

Все перечисленные факты — равномерное распределение акцессорного бора в гранитах и некоторое накопление его в эндоконтактах, увеличение содержания, по сравнению с гранитами, в поздних гранит-порфирах и заметное обогащение продуктов постмагматической деятельности этих гранит-порфиров — заставляют предполагать эндогенную природу акцессорного бора и свидетельствуют о связи его с гранитами и о накоплении в ходе эволюции гранитных расплавов.

Весьма интересен тот факт, что в породах, затронутых свинцово-цинковой минерализацией, содержание бора возрастает в 3—10 раз против кларка (Светлый отвод, Монастырские гранит-порфиры и т. д.). Постоянную связь бора с свинцово-цинковой

минерализацией, по-видимому, можно рассматривать, как одно из указаний и на гранитный источник свинцово-цинкового оруденения в районе.

Форма проявления борной минерализации в изверженных породах не всегда ясна. В большинстве случаев в обогащенных бором участках турмалин и аксинит не обнаружены при микроскопическом изучении, а в шлихах наблюдались лишь в виде единичных знаков и притом далеко не всегда. Возможно, что бор входит в виде акцессорной примеси в решетки вторичных минералов измененных пород.

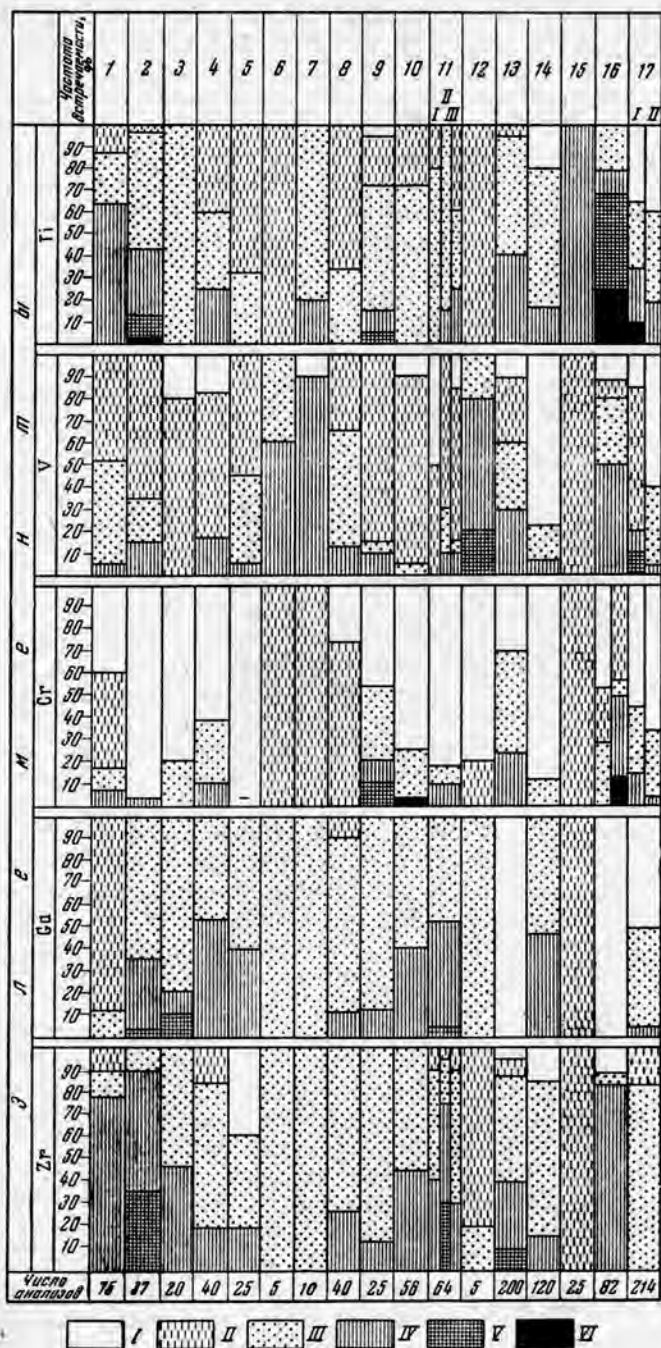
Отметим важнейшие черты распределения некоторых других акцессорных элементов (фиг. 43).

Титан. Кларк — 0,23 %, чувствительность метода — 0,005 %. Титан является характерной примесью интрузивных пород Тетюхинского района и установлен во всех пробах. В целом в каждой группе пород титан распределен равномерно, связи между изменением количества титана и главных рудных элементов не наблюдается. Примесь титана свойственна всем пороодообразующим (начиная с кварца вкрапленников) и акцессорным минералам рассматриваемых пород. Эти факты свидетельствуют о первичномагматическом характере примеси титана в породах. К особенностям распределения титана в изверженных породах района можно отнести следующие: для большинства основных и средних пород района (андезитов, диоритов и габбро) характерны пониженные, против кларка, содержания титана. И, наоборот, для ряда ультракислых и кислых пород типичны повышенные содержания титана — например, для покровных кварцевых порфиров бассейна р. Ахобэ, для их субвулканических (Аликовский массив) и интрузивных дериватов (Аралатский массив). Повышенные содержания титана наблюдаются в гранодиорит-порфирах и гранит-порфирах Ахобинского изверженного комплекса. Наиболее высокие содержания титана (первые проценты) свойственны диабазовым и диоритовым порфирирам-дайкам рудных полей.

Ванадий, хром и никель в изверженных породах района содержатся в количествах, меньших кларка. Исключением являются породы Ахобинского участка, для которых характерны близкие к кларку или превышающие кларк примеси этих элементов.

Только в кислых породах, причем преимущественно в интрузивных их разностях (гранит-порфирах), установлены примеси ниобия, вольфрама, иттрия и лантана, близкие к кларкам. В свежих разностях пород основного и среднего состава эти элементы не обнаружены, однако незначительная их примесь содержится в экзоконтактах кислых интрузий и в зонах околорудных изменений близ полиметаллических тел.

Граниты крупных массивов формации «приморских гранитов», расположенных за пределами рассматриваемой площади, по характеру элементов-примесей близки как гранитам



Тетюхинского района, так и, особенно, покровным и субвулканическим кварцевым порфирам (фиг. 44). Хорошо заметно, что содержания Pb, Mo и Ag возрастают в участках постмагматических изменений в гранитах крупных массивов (зоны катаклаза, грейзенизации). Эти две группы пород очень близки по распределению аксессуарных элементов в минералах. В целом можно говорить о едином геохимическом типе двух рассматриваемых групп пород.

В то же время наблюдаются количественные различия, хотя и незначительные: так, в породах крупных массивов несколько ниже содержания свинца и выше — содержания бария и галлия; для минералов «приморских гранитоидов» побережья нехарактерна примесь цинка, столь обычная в минералах гранитоидов рассматриваемой площади.

Элементы-примеси в осадочных породах района, по данным В. Н. Журавлева (фиг. 45), отличаются следующими особенностями распределения:

1) неизменные осадочные породы как терригенные, так, особенно, известняки, очень бедны примесями;

2) в результате постмагматической переработки в осадочных породах появляются примеси Li, Cu, Mo, As, Nb, Ni, Ag и резко возрастает содержание Pb, Zn и Sn;

3) зараженность осадочных пород рудными примесями в значительной степени зависит от того, откуда взяты пробы пород — в пределах рудных участков или в удалении от них. Так, даже в «неизменных» известняках Тетюхинского рудного поля установлена примесь Co, Ni, Cu, La, As, Bi, Sn, отсутствующая в известняках этой же свиты в удалении от рудных полей.

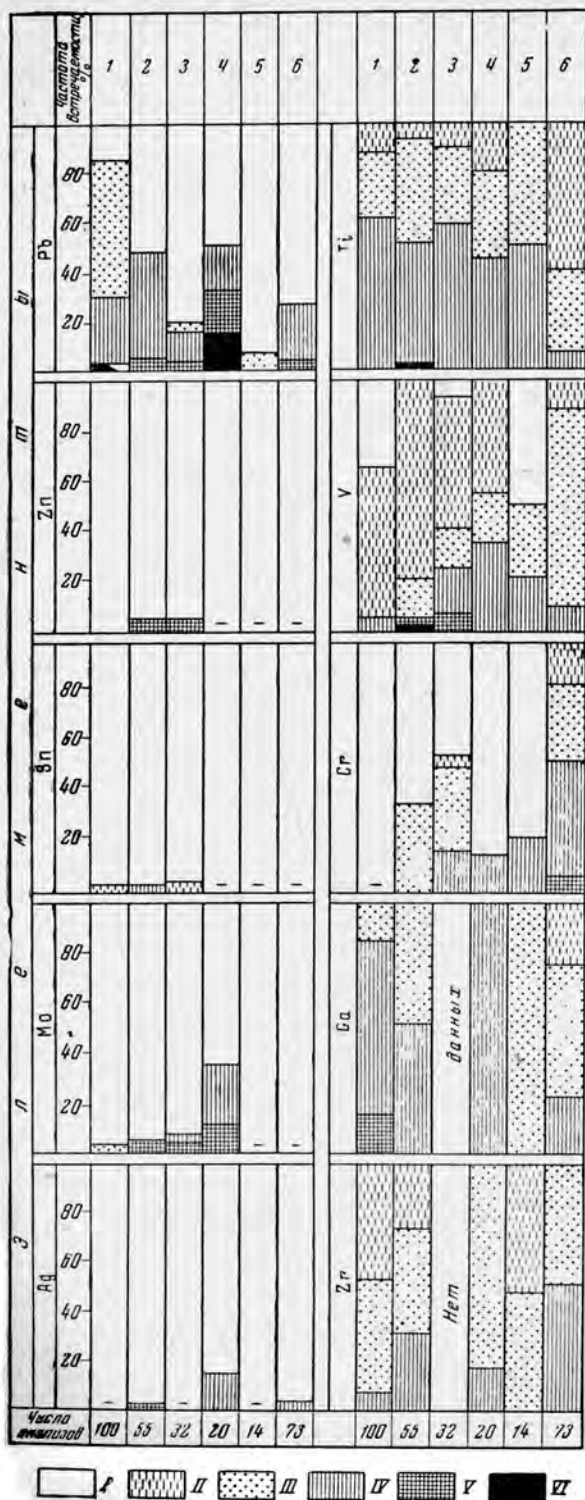
* * *

Приведенные, в сущности первые, геохимические исследования изверженных пород района, несмотря на их неполноту и несовершенство, позволяют сделать ряд определенных выводов.

Фиг. 43. Содержание аксессуарных элементов в изверженных породах Тетюхинского района

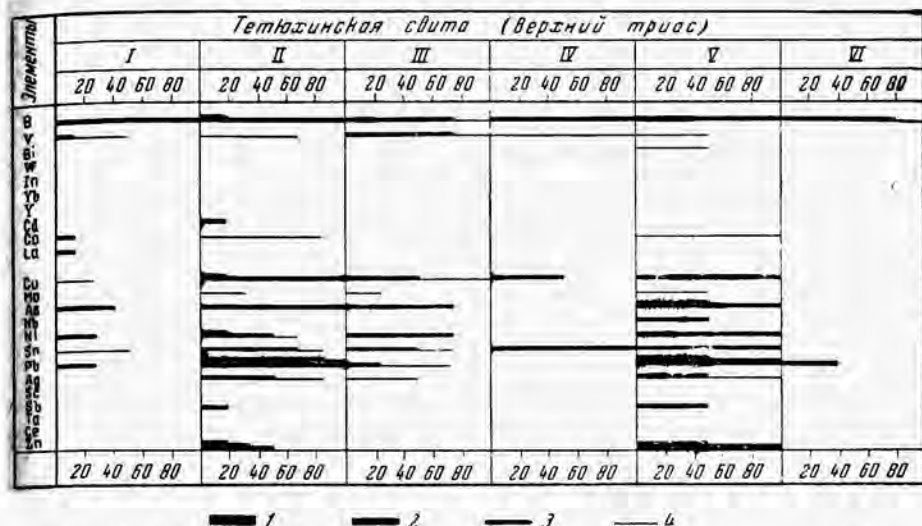
I — ниже чувствительности метода; II — ниже 1 кларка; III — 1 кларк; IV — 2—8 кларков; V — 10 кларков; VI — выше 10 кларков

Породы: эффузивы ольгинской серии: 1 — кварцевые порфиры и их туфы бассейна реки Ахоб; 2 — дайки и субвулканические тела кварцевых порфиров; 3 — липариты и их туфы; 4 — кварцевые порфиры и их туфы, Светлый отвод, Самаргинские андезиты и их субвулканические аналоги; 5 — Светлый отвод; 6 — верховье 27-го ключа (ороговикованные андезиты); 7 — падь Николаевская; 8 — габбро и диориты Николаевского массива. Палеогеновые (богопольские) липариты и их субвулканические аналоги; 9 — покровы Светлого отвода; 10 — гранофиры Светлого отвода; 11 — дайки липаритов (I — Араатского массива; II — верховьев р. Ахоб; III — Довгалевского участка). Интрузивные породы: 12 — диориты и гранодиориты 27-го ключа; 13 — гранодиорит-порфиры Ахобинского штока; 14 — граниты и гранофиры Араатского интрузива; 15 — гранофиры апикальных частей Араатского массива; 16 — диабаз-порфиры (дайки рудных полей); 17 — гранит-порфиры



Фиг. 44. Содержание некоторых аксессуарных элементов в «приморских гранитоидах» побережья Японского моря

I — ниже чувствительности метода; II — ниже 1 кларка; III — 1 кларк; IV — 2—3 кларков; V — 10 кларков; VI — выше 10 кларков. 1 — «приморские граниты» с побережья Японского моря; 2—6 — породы массива Тавайва (Тернейский район): 2 — граниты, 3 — породы кровли, 4 — зоны дробления в гранитах, 5 — аплиты, 6 — жильные диорит-порфириды.



Фиг. 45. Акцессорные элементы в осадочных породах Тетюхинского района (по В. Н. Журавлеву)

Содержание: 1 — 0,1—1%; 2 — 0,01—0,1%; 3 — до 0,01; 4 — следы породы и количество проб: I — известняки неизмененные, 8 проб; II — известняки слабо перекристаллизованные, 6 проб; III — кремнистые породы, 4 пробы; IV — глинистые сланцы неизмененные, 2 пробы; V — глинистые сланцы измененные, 2 пробы; VI — известняки в удалении от рудных полей — 137 проб

Приморские гранитоиды — третичные граниты формации малых глубин — развиты на побережье Японского моря, близ осевой зоны Восточного структурного шва, и граниты той же формации, распространенные на изученной площади Тетюхинского района, т. е. в удалении от осевой зоны шва, по набору элементов-примесей, соотношению различных элементов, характеру их проявлений в связи с различными этапами развития массивов чрезвычайно близки. Эти две группы гранитов должны быть отнесены к единому геохимическому типу, хотя граниты описываемой площади несколько богаче свинцом, цинком и молибденом.

Особенно высоким, по сравнению с другими изверженными породами, содержанием акцессорных элементов Zn, Sn, Mo, Nb, В и редких земель (I, La) отличаются гранит-порфиры формации приповерхностных минерализованных интрузий, широко распространенные на изученной площади (штоки Довгалецкий, ключа Контактного, ключа Сурьяного и др.). Только в связи с этими породами установлена примесь W.

Перечисленные элементы — первичные акцессорные примеси в гранитных расплавах, и накапливаются в процессе эволюции этих расплавов.

Эти же элементы являются ведущими в составе развитых на площади полиметаллических руд. Следует отметить не только совпадение качественного состава элементов-примесей в гранитах с элементами руд, но и определенное соответствие в их количественных соотношениях. Так, главные элементы руд Pb и Zn являются и главными примесями в гранитах. Ничтожные примеси в рудах — Mo, Ag, Sn и в гранитах играют роль ничтожных примесей (причем относительно распространенный в рудах Ag в гранит-порфирах в среднем превышает кларк, два других элемента содержатся в количествах, ниже кларковых). Особенно характерна постоянно отмечаемая ассоциация полиметаллических рудопроявлений с бором, для которого связь с гранитами выявлена достаточно убедительно.

Такие элементы, как Nb, I и Ib, обнаруживающие самую тесную связь с гранитами, и не установленные в породах другого генезиса (например, андезитах и диоритах самаргинской свиты) — в то же время, установлены в составе руд.

Важно отметить, что изученные граниты по характеру ведущих рудных примесей относятся к «свинцовоносным», заметно отличаясь от близких по возрасту и особенностям эволюции оловяносным гранитам зоны Центрального синклинория.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ТЕТЮХИНСКОГО РАЙОНА

В настоящей работе использовано более 180 полных силикатных анализов изверженных пород и ряд частных определений. Более 50 анализов было выполнено по материалам автора в Центральной химической лаборатории (ЦХЛ) ИГЕМ АН СССР, среди остальных подавляющее большинство составляют данные Р. Е. Остроумова. Большое количество анализов позволяет не только детально охарактеризовать состав пород почти всех крупных магматических тел — потоков, интрузивов, субвулканических и жильных тел — на рассматриваемой площади, но и дать объективную характеристику особенностей химизма главных типов изверженных пород района. Все анализы сведены в таблицу (табл. 15), где они подразделены на группы, в зависимости от возраста, состава и фациального характера пород. Для каждой из групп вычислены средние составы, которые также пересчитаны на числовые коэффициенты методами А. Н. Заварицкого и Е. А. Кузнецова¹.

По данным анализов составлены петрохимические диаграммы для различных групп пород, а также диаграммы средних химических составов (пересчитанных по методам А. Н. Заварицкого и Е. А. Кузнецова). Наконец, на общей диаграмме нанесены для сравнения вариационные линии всех групп рассматриваемых пород.

По особенностям химизма все изверженные породы района отчетливо подразделяются на три большие группы.

Первая объединяет эффузивные и субвулканические породы ольгинской серии и третичные интрузивные гранит-порфиры

¹ Небольшие изменения в ходе пересчета приближают соотношение основных характеристик к реальному соотношению главных минеральных групп в породе. Вычисленные таким способом коэффициенты при нанесении на векторную диаграмму дают большой разброс точек по осям a и c , что облегчает анализ диаграммы.

Химические составы изверженных

Номер п/п	№ обр.	Название породы и место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
I. Микроклинитовые								
1	1633/2	Туф кварцевого порфира, верховья р. Ахобэ	72,34	0,47	17,07	0,89	1,00	0,23
2	2068-Б	Кварцевый порфир, правый борт р. Ахобэ	73,30	0,23	15,15	0,28	2,28	0,07
1с		Среднее	72,82	0,35	16,11	0,59	1,64	0,15
2а	5970/а	Гранит-ксеролит в дайке андезита	70,99	0,36	14,75	1,56	1,90	—
26		Кварцевый порфир — ксе- ролит в туфолаве дацита, р. Ахобэ	—	—	—	—	—	—

II. Кислые эффузивы

3	3837	Туф кварцевого порфира горы Поповщина	75,00	0,14	10,30	1,46	2,94	0,14
4	1329-А	То же, р. Шубинская	67,90	0,35	13,46	0,90	4,14	0,14
5	2966	То же, оз. Васьковское	73,46	0,20	14,62	2,58	1,58	—
6	2964	Кварцевый порфир флюи- дальный к северо-западу от оз. Васьковского	69,78	1,00	16,17	3,60	1,04	—
7	1622	Кварцевый порфир, Дов- галева падь	70,76	0,43	13,15	1,01	1,25	0,03
8		Кварцевый порфир, Довга- лева падь	77,88	0,14	12,05	0,59	0,60	0,01
9	1631/2	Туф кварцевого порфира, верховья р. Ахобэ	71,50	0,39	12,91	0,48	5,85	0,10
10	2875	То же, водораздел кл. Ми- лаевского и Корейской пади	72,11	0,03	14,36	1,86	0,26	0,09
11	283	Кварцевый порфир, Корей- ская падь	71,18	0,56	14,27	2,93	1,47	—
12	11708	Туфы кварцевых порфиров, устье кл. Третьего	71,20	Следы	17,26	0,95	0,97	—
12с		Среднее	72,09	0,32	13,86	1,6	2,01	0,05
12а	1555а	Туфолва кварцевого пор- фира р. Ахобэ	—	—	—	—	—	—

пород Тетюхинского района

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+ H ₂ O-	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ	Автор, аналитик
0,49	0,56	0,14	4,51	-0,19 +2,27	—	—	100,29	ИГЕМ, аналитик М. С. Гусева
0,08	0,12	1,73	4,80	-0,50 +1,15	—	—	99,87	
0,29	0,34	0,94	4,66	2,05	—	—	99,94	
0,63	2,73	2,89	2,91	—	0,05	—	99,75	Р. Е. Остроумов
—	—	1,41	6,59	—	—	—	—	ИГЕМ, аналитик Турикова

варцевые порфиры

Ольгинской толщи

2,46	сл	2,67	4,44	—	0,02	0,74	100,31	Р. Е. Остроумов
1,92	1,72	3,09	2,38	—	0,01	4,26	100,27	
0,47	—	2,47	3,55	0,24	0,02	0,13	99,32	
0,30	—	4,18	3,14	—	0,09	0,29	99,59	А. Ф. Баранов
0,57	1,95	2,99	3,60	—	—	—	95,74	
0,20	0,62	2,16	4,71	0,42	—	—	99,39	С. П. Соловьев
0,32	1,50	4,14	1,88	-0,27 +0,84	—	—	100,34	ИГЕМ, аналитик Л. П. Царева
1,01	—	4,36	4,40	0,12	0,002	0,99	100,29	Р. Е. Остроумов
0,16	—	3,14	2,98	0,20	0,02	2,02	99,53	
0,32	—	3,33	4,67	0,04	0,02	0,77	99,57	
0,77	0,58	3,25	3,57	0,21	0,02	0,92	99,25	ИГЕМ, аналитик Турикова
—	—	3,84	4,45	—	—	—	—	

Номер п/п	№ обр.	Название породы и место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
--------------	--------	-----------------------------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----

III. Дацитовые порфиры

13	716	Дацитовый порфирит, кл. Ленивый	67,44	0,45	14,85	1,79	2,80	Не опр.
14	6578	Туфолава дацитового пор- фира, кл. Извилистый	65,63	0,60	16,10	0,79	3,05	Нет
15	1815	Туф кварцевого порфира, р. Ахобэ	65,43	0,63	15,97	1,08	3,59	0,14
16	1547	Дацит, р. Ахобэ	65,53	0,86	15,26	3,10	1,53	0,11
8с		Среднее	66,01	0,63	15,54	1,69	2,74	0,06

IV. Фельзиты и плагиолипа

17	77	Фельзит, р. Довгалева	76,49	0,11	11,97	0,78	0,29	0,01
18	520	Фельзо-липарит, левый борт р. Тетюхе	71,75	0,31	14,31	1,61	1,04	0,07
19	806	Липарит покрова, перевал Горбуша-Синанча	75,06	0,17	13,20	1,00	0,65	0,05
20	11 706	Фельзит-порфир, левый борт кл. Третьего	74,13	0,16	12,36	1,67	1,29	—
4с		Среднее	74,36	0,19	12,96	1,25	0,81	0,04

V. Кислые эффузивы, чере

21	781	Кварцевый порфир из нека в андезитах кл. Светло- го	74,94	0,17	12,70	0,23	1,08	0,02
22	1/22	Туф кварцевого порфира, близ пос. Тетюхе	76,35	0,10	12,94	0,61	0,47	0,03
23	34/22	То же	76,58	0,10	12,51	0,44	0,75	0,03
5с		Среднее	75,95	0,12	12,71	0,42	0,76	0,02

VI. Липариты бо го

24	442	Липарит, Светлый отвод	73,27	0,20	11,34	2,48	0,05	
25	792	Липарит, вершина горы Солонцовой	74,35	0,22	12,93	2,61	0,04	
26	83	Липарит, р. Нежданка	71,24	0,25	14,08	2,58	0,78	0,04
6с		Среднее	72,95	0,22	12,78	2,02	0,80	0,04

Таблица 15 (продолжение)

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+ H ₂ O-	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ	Автор, аналитик
в составе Ольгинской толщи								
0,67	2,26	3,0	2,98	0,25	1,28	0,34	98,11	Р. Е. Остроумов
1,57	1,61	3,98	3,86	0,16	0,06	2,23	99,64	*
0,89	2,18	3,43	3,36	-0,73 +2,62	—	—	100,25	ИГЕМ, аналитик М. С. Гусева
1,10	3,19	4,22	2,94	-0,65 +1,43	—	—	99,92	ИГЕМ, аналитик Е. Куз- нецова
1,06	2,31	3,66	3,28	0,20	0,67	2,00	99,47	
риты Ольгинской толщи								
0,68	0,49	3,55	4,58	—	0,005	0,54	99,50	А. Н. Седых
0,25	0,31	4,80	3,81	-0,53 +1,09	—	—	99,78	ИГЕМ, аналитик Т. В. Решетина
0,14	0,17	2,46	5,20	-0,38 +1,16	—	—	99,64	
—	0,42	4,46	4,41	—	0,07	0,75	99,72	Р. Е. Остроумов
0,26	0,35	3,82	4,50	1,2	—	0,35	99,74	
дующиеся с андезитами								
0,51	1,08	2,24	4,93	-0,36 +1,22	—	—	99,48	ИГЕМ, аналитик Е. М. Нактинас
0,28	0,47	2,18	4,95	-0,75 +1,00	—	—	100,13	По Ю. С. Бородаеву (1954)
0,31	0,82	2,66	5,09	-0,39 +0,72	—	—	100,41	
0,36	0,79	2,36	4,99	-0,5 +0,98	—	—	100,01	
польской свиты Pg ₂								
0,05	2,84	2,64	3,91	-0,20 +1,21	—	—	99,65	ИГЕМ, аналитик Т. В. Ре- шетина
0,19	0,96	3,66	3,94	-0,19 +0,86	—	—	99,95	
0,78	1,68	1,97	4,97	0,50	0,05	1,38	100,36	Р. Е. Остроумов (1951)
0,37	1,83	2,76	4,27	-0,20 +1,00	—	0,46	100,70	

Номер п/п	№ обр.	Название породы и место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
--------------	--------	-----------------------------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----

VII. Гранофиры—субвулканиче

27	1124	Гранофир, Светлый отвод	72,8	0,18	10,50	1,72	1,72	0,07
28	265	То же	75,12	0,15	11,00	1,78		0,04
29	184		73,73	0,19	12,87	0,85	1,32	0,04
7с		Среднее	73,88	0,17	11,46	1,28	1,52	0,05

VIII. Липарит даек

30	99	Фельзит-порфир, 27-го ключа	74,71	0,18	14,44	1,39	1,69	0,09
31	102	То же	76,39	0,18	14,42	1,32	0,60	Нет
32	45-а	То же, р. I Довгалеvская	73,96	0,14	11,94	1,34	0,82	0,14
33	49-и	»	70,94	0,34	12,63	1,76	1,65	0,11
34	2555	»	75,49	сл.	14,52	0,65	1,33	Нет
35	6610	»	77,59	0,01	14,97	0,57	0,39	Нет
36	4610	Липаритовый порфир, разьезд 14 км	77,39	0,08	12,93	0,27	1,65	—
37	7573-а	То же	75,85	—	15,87	0,62	0,90	—
38	4375	То же, кл. Майский . . .	76,16	сл.	11,53	1,82	0,90	0,03
39	3922-в	То же, р. Поповщина . .	75,46	—	12,94	0,79	2,89	0,07
40	5823	Фельзит-порфир, кл. Длинный	70,16	0,92	11,18	3,84	5,28	0,03
41	6210-а	То же, кл. Соседний . . .	76,10	0,06	11,74	1,44	1,76	0,03
42	677	Липарит дайки, Довгалеvский участок . . .	73,58	0,15	12,89	1,15	2,51	0,14
43	808	То же, перевал Горбуша-Синанча	72,68	0,23	13,28		2,69	0,07
44	540	Фельзо-липарит дайки, Араратский массив . .	75,15	0,17	11,92		2,11	0,06
45	77	Фельзит-порфир, кл. Жильный	77,91	0,13	10,75		1,81	0,06
8с		Среднее	74,91	0,16	13,00	1,30	1,72	0,05

IX. Домеловые

46	66	Порфирит, 1-й Советский рудник	53,63	1,53	19,88	7,44	6,52	0,18
47	114	Диабазовый порфирит, там же	47,3	2,40	14,59	12,67	5,25	—
48	115	Диабазовый порфирит, кл. Тигровый	46,91	4,45	13,69	10,72	4,95	0,23

Таблица 15 (продолжение)

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+ H ₂ O-	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ	Автор, аналитик
ские аналоги липаритов Pg ₂								
2,53	1,27	2,55	4,29	—	0,01	2,42	100,06	Р. Е. Остроумов ИГЕМ, аналитик Т. В. Решетина Ю. С. Бородаев (1954)
0,08	0,96	3,10	4,46	-0,20 +1,08	—	—	97,97	
0,48	1,12	3,10	4,78	-0,55 +0,77	—	—	99,84	
1,03	1,12	2,92	4,49	-0,25 +0,61	—	0,81	99,78	
(эоцен-олигоцен?)								
0,20	0,63	1,77	3,89	—	0,009	1,35	100,35	М. Ф. Пальгуева
0,43	0,28	1,15	3,55	—	0,01	1,85	100,18	
1,59	0,16	2,80	4,54	—	0,02	1,05	98,50	
2,42	0,63	3,75	4,42	—	0,01	1,54	100,2	
0,22	Нет	1,64	4,54	0,28	сл.	1,29	99,96	
Нет	Нет	0,14	4,72	0,12	0,006	1,96	100,47	
0,67	1,26	1,52	3,05	—	—	2,05	100,89	
0,40	1,12	0,18	2,25	—	0,01	2,02	99,92	
1,08	2,03	3,29	1,64	—	0,02	1,76	100,26	
1,41	сл.	2,56	3,27	—	0,01	0,70	100,10	
1,44	2,44	1,14	3,08	—	0,05	1,2	100,6	
1,01	2,14	сл.	3,17	—	0,07	2,4	100,57	
0,32	0,46	3,19	4,29	-0,34 +0,76	—	—	99,78	
0,47	0,61	4,15	4,34	-0,17 +1,04	—	—	100,15	
0,12	0,37	4,11	4,15	-0,59 +1,13	—	—	100,0	
0,08	0,53	2,69	4,86	0,66	—	—	99,99	ИГЕМ, аналитик Т. В. Решетина
0,74	0,79	2,13	3,73	0,32	0,01	1,20	99,96	
дн а б а з ы								
2,72	4,02	2,52	1,51	—	0,39	—	100,0	Л. Н. Хетчиков
4,40	4,84	4,84	0,97	—	—	—	97,26	
4,85	8,37	2,66	2,79	—	—	—	99,62	Ю. Т. Гурулев

Номер п/п	№ обр.	Название породы и место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
49	6646	То же, падь Николаевская	38,62	1,00	13,77	3,71	8,73	Нет
50		То же, кл. Тигровый . . .	43,40	2,67	12,78	9,89	8,40	0,07
9с		Среднее	45,99	2,41	14,93	8,88	6,77	0,10

Х. Андезиты Самар

51	100	Андезит, 27-й ключ . . .	56,32	1,00	19,21	1,95	5,57	0,09
52	6786	То же, правый борт р. Тетюхе	58,68	0,90	16,24	1,77	5,03	—
53	216-а	Андезитовый порфирит, во- дораздел пади Никола- евской и р. Красной	55,21	0,86	21,48	1,26	4,35	—
54	3207	Андезит, 27-й ключ . . .	56,60	0,74	16,13	3,52	4,08	0,28
55	787	То же, вершина горы Солон- цовой	57,29	0,80	16,62	1,72	6,31	0,88
56	46	То же	55,60	0,71	17,32	2,75	0,75	0,03
57	32/22	»	60,37	0,66	17,28	2,16	5,05	0,13
10с		Среднее	57,15	0,81	17,75	2,16	4,59	0,20

ХI. Дайки самар

58	32-а	Андезитовый порфирит, р. Довгалеvская	53,28	0,66	18,47	2,26	6,43	0,34
59	2270	То же, Николаевский уча- сток	52,98	0,98	20,13	1,48	5,32	Нет
60	8320	Андезитовый порфирит, р. Тетюхе	54,07	0,32	20,0	1,17	2,51	Нет
61	8336	То же	56,68	1,12	14,24	5,87	2,77	Нет
62	8321	»	53,51	0,25	22,05	2,36	2,44	Нет
11с		Среднее	54,10	0,67	18,98	2,63	3,89	0,07

ХII. Субвулканические массивы

53	3799	Диоритовый порфирит, р. Ахобэ	62,0	0,86	15,68	2,96	3,25	0,20
64	3751	То же	61,56	0,88	13,83	3,55	4,05	0,21
65	297	»	63,71	0,64	16,36	2,19	3,09	—
66	775	Диорит, верховья кл. Третьего	58,87	0,99	16,61	1,67	5,40	0,88
12с		Среднее	61,54	0,84	15,62	2,59	3,95	0,33
66а	516	Дацит-дайка в андезитах Светлый отвод	61,96	0,71	17,72	2,08	3,89	0,88

Таблица 15 (продолжение)

МгО	СаО	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺ H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ	Автор, аналитик
7,31	10,51	2,82	0,21	—	0,24	0,04	100,77	Р. Е. Остроумов
5,78	5,41	3,26	0,50	—	0,27	15,90	?	Ю. Т. Гурулев
5,01	6,63	3,20	1,20	—	0,18	3,20	98,50	

гинской свиты Pg₁

2,75	7,5	3,35	1,55	—	0,08	0,82	100,19	Р. Е. Остроумов
2,61	5,54	2,85	2,18	0,22	0,06	3,95	100,03	
1,19	8,42	2,88	1,48	0,08	0,10	3,73	101,04	
4,71	6,39	2,10	1,66	—	0,03	3,71	99,95	
2,42	5,04	3,00	2,17	-0,73 +1,98	—	—	99,96	ИГЕМ, аналитик Гусева
3,65	5,43	3,28	1,78	-0,67 +3,04	—	—	95,01	М. А. Фаворская (1956)
2,79	5,56	2,92	3,29	-0,46 +1,57	—	—	102,24	Ю. С. Бородаев (1954)
2,87	6,27	2,91	2,20	1,25	0,04	1,75	99,95	

гинских андезитов

5,39	5,91	4,46	1,57	—	0,04	—	99,85	Р. Е. Остроумов
1,92	9,33	2,13	0,41	Нет	0,68	4,41	99,17	
4,38	7,46	3,86	4,72	0,16	—	1,30	99,95	
9,29	5,19	1,30	4,25	Нет	—	1,58	96,29	
4,63	3,19	4,16	6,41	Нет	—	2,17	101,17	
3,92	6,22	3,18	3,47	0,03	0,14	1,89	99,19	

формации Самаргинских андезитов

3,08	2,44	4,24	3,0	—	0,05	2,30	100,06	Р. Е. Остроумов
3,47	3,24	3,54	3,43	—	0,08	2,20	100,04	
1,59	1,96	4,10	3,0	0,24	0,07	2,63	99,58	
2,14	5,66	3,87	2,10	-0,15 +1,48	—	—	99,82	ИГЕМ, аналитик М. С. Гусева
2,57	3,32	3,94	2,88	—	—	2,37	99,95	
1,46	1,58	4,69	1,28	0,97	—	3,09	100,31	

Номер п/п	№ обр.	Название породы и место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₂	FeO	MnO
XIII. Породы Нико								
67	40	Габбро Николаевский интрузив	52,65	0,83	16,75	2,78	6,49	0,17
68	804	Диорит, там же	57,71	0,66	16,08	1,69	6,21	0,07
69	246	Кварцевый диоритовый порфирит, там же	52,99	1,10	20,44	—	5,86	—
70	2429	Диоритовый порфирит, там же	57,84	0,83	17,45	1,19	4,85	—
13с		Среднее	55,30	0,85	17,93	1,41	5,85	0,06

XIV. Дайки

71	337-B	Диобаз-порфирит, р. Те- тюхе	48,96	1,16	17,01	1,92	7,44	Нет
72	29	Порфирит, левый борт до- лины Тетюхе	50,0	1,09	16,78	1,57	5,24	0,11
73	2221	Базальтовый порфирит, Николаевский участок	45,52	0,78	14,77	2,69	5,39	Нет
74	2269	То же	44,86	0,87	16,49	1,82	6,62	Нет
14с		Среднее	47,33	0,97	16,26	2,00	6,17	0,02

XV. Породы Кузнецов

76			54,37	0,54	16,70	1,38	7,22	0,09
			51,64	0,29	16,00	3,35	6,94	0,10
77		Породы Кузнецовской	51,99	0,48	18,50	8,10	0,73	0,09
79		свиты	52,80	0,43	16,77	1,90	7,02	—
80			59,36	0,80	18,47	1,89	3,96	0,06
81			49,91	0,62	21,89	1,42	2,86	1,80
15с		Среднее	53,34	0,53	18,05	3,51	4,79	0,08

XVI. Породы 1-й фазы

83	3358	Гранит-порфир, краевая часть массива горы Пря- мой	69,25	0,34	14,92	1,97	2,11	0,14
84	1308	Кварцевый диорит, цент- ральная часть массива горы Прямой	56,64	0,98	14,68	3,59	5,45	0,28
85	4068	Гранодиорит-порфир, Ахобинский участок	67,69	0,39	14,28	1,40	3,72	0,03
86	4022	То же	67,0	0,48	13,48	1,80	3,16	0,07
87	8	»	66,77	0,48	13,74	2,43	4,01	0,11
88	54	»	64,07	0,27	18,90		3,61	0,08

Таблица 15 (продолжение)

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O- H ₂ O+	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ	Автор, аналитик
даевского интрузива								
5,73	7,93	2,69	1,85	—	—	2,17	99,74	ИГЕМ, аналитик М. С. Гусева
3,46	6,73	2,34	2,25	—	—	1,84	99,54	
3,58	7,08	2,52	1,88	—	0,10	3,03	98,58	Р. Е. Остроумов
3,22	5,75	2,58	2,89	0,08	0,08	4,73	101,49	
4,00	6,87	2,66	2,22	0,02	0,04	2,94	100,15	
порфиров								
3,40	6,66	2,31	2,27	0,10	0,08	9,05	100,35	Р. Е. Остроумов
4,55	6,80	2,06	3,00	1,22	0,25	7,76	100,86	
3,93	8,98	1,37	2,30	Нет	0,05	10,97	99,75	
3,62	7,71	1,80	1,50	Нет	0,05	12,62	100,96	
5,37	7,53	1,88	2,26	0,33	0,10	10,10	100,48	
окой свиты (олигоцен)								
3,60	8,08	2,99	1,02	1,80	0,27	0,51	100,14	Е. К. Дачко, Л. Б. Кри- вицкий
5,48	8,87	3,57	2,01	0,58	0,50	0,92	99,79	
4,20	10,10	3,25	0,51	0,90	сл.	1,16	100,48	В. А. Ярмолюк (1947)
7,45	9,69	4,44	0,66	1,76	0,15	0,46	101,75	
2,75	6,56	3,19	1,79	0,98	0,16	0,56	100,55	
3,66	6,31	3,24	1,64	4,40	0,40	1,01	99,46	М. А. Фаворская, 1956
4,88	8,27	3,11	1,27	1,5	0,30	0,77	101,5	
гранитных массивов								
2,24	2,48	3,46	1,98	—	0,02	0,91	99,9	Р. Е. Остроумов
5,38	6,28	3,81	1,74	—	0,02	1,38	100,21	
1,33	2,65	3,32	3,57	—	0,11	1,72	100,18	
2,48	3,92	1,63	3,40	—	0,16	—	100,63	
2,09	Нет	2,31	6,54	—	0,03	1,67	100,18	
2,46	1,93	3,78	3,12	-0,19 +1,17	—	—	99,58	ИГЕМ, аналитик А. П. Царева

Номер п/п	№ обр.	Название породы и место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
89	1055	Гранит-порфир. эндокон- такта, Ахобинский уча- сток	68,90	0,38	14,96	1,16	2,09	0,04
90	1819	Кварцевый диорит (пор- фировидный), интрузив, кл. Больничного . . .	61,54	0,54	16,18	2,64	3,82	0,09
91	3211	Кварцевый диорит, интру- зив 27-го ключа . . .	57,88	0,94	15,87	2,50	6,38	0,28
92	101	То же	64,30	0,65	17,92	1,80	4,44	Нет
93	103	»	63,70	0,90	15,31	5,31	3,49	0,50
94	52-ж	Кварцевый диоритовый порфирит, интрузив 27-го ключа (краевая часть)	60,92	0,66	15,10	1,93	5,27	0,57
95	3211-а	Гранодиорит-порфир, интрузив 27-го ключа	63,40	0,60	14,88	2,93	4,19	0,28
96	98	Гранодиорит, интрузив 27-го ключа	66,58	0,62	16,45	2,11	3,45	0,30
97	1563	Гранодиорит-порфир, интрузив 27-го ключа . .	56,36	0,38	13,74	2,36	6,69	0,50
16с		С р е д н е е	63,68	0,59	15,40	2,32	4,14	0,25
97а	1100	Аляскит-эндоконтакт Ахо- бинских гранодиоритов	—	—	—	—	—	—

XVII. Граниты

98	79-К	Гранофир, Арабатский массив	71,98	0,28	15,56	0,84	1,72	0,06
99	594	Гранит из нижних участков Арабатского массива .	71,01	0,28	13,68	3,22		0,07
100	578	Гранофир апикальных Арабатского массива .	75,24	0,12	11,76	1,05	1,27	0,04
101	749	То же, левый борт кл. Третьего	76,35	0,08	12,63	1,16	0,93	0,04
17с		С р е д н е е	73,62	0,19	13,41	1,07	1,48	0,05

XVIII. Штоки минерализованных

102	528	Гранит-порфир, Довгале- вский участок	73,16	0,21	13,16	—	2,13	0,04
-----	-----	--	-------	------	-------	---	------	------

Таблица 15 (продолжение)

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+ H ₂ O-	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ	Автор, аналитик
0,97	3,06	3,90	3,08	-0,29 +1,36	—	—	100,19	ИГЕМ, аналитик В. А. Гаршина
2,17	5,40	2,67	2,83	—	—	1,67	100,55	А. Ф. Баранов, 1950
4,05	5,58	3,21	1,77	—	0,03	1,49	99,98	М. Ф. Пальгуева
1,70	2,80	2,44	2,65	—	0,09	2,06	100,85	
1,12	1,19	0,14	4,06	—	0,09	4,67	100,48	
3,26	3,15	3,10	3,32	—	0,07	2,83	100,18	
2,46	3,75	4,64	2,33	—	0,12	0,93	100,51	А. Р. Баранов А. Д. Колчина
1,43	3,65	2,02	1,38	—	0,07	1,48	99,54	
1,97	9,00	2,08	1,36	—	—	5,16	99,27	
2,36	3,68	2,85	2,91	0,01	0,06	1,74	99,90	ИГЕМ, аналитик Л. Крутецкая
—	—	3,46	5,16	—	—	—	—	

II ф а з ы

0,64	1,68	3,38	2,77	-0,16 +0,86	—	—	99,93	ИГЕМ, аналитик Е. М. Нактинас
0,71	2,31	4,34	3,25	-0,17 +0,94	—	—	99,98	
0,24	0,82	4,27	4,35	-0,26 +0,39	—	—	99,81	
0,06	0,60	3,67	3,71	-0,14 +0,22	—	—	99,55	
0,41	1,35	3,92	3,52	-0,18 +0,60	—	—	99,82	

■ р и п о в е р х н о с т н ы х г р а н и т - п о р ф и р о в

0,43	1,48	3,75	4,60	-0,19 +0,12	—	—	99,27	ИГЕМ, аналитик Т. В. Решетива
------	------	------	------	----------------	---	---	-------	----------------------------------

Номер ш/п	№ обр.	Название породы и место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
103	1834/4	То же, кл. Контактный .	73,95	0,04	14,11	0,47	1,59	0,07
104	3421	То же, кл. Питомный . .	75,11	0,06	12,97	0,93	0,72	0,03
18с		Среднее	74,07	0,1	13,41	0,70	1,16	0,05

XIX. Кварцевые порфиры —

105	3000	Кварцевый порфир дайки, Довгалецкий участок .	77,29	0,04	12,85	0,12	0,43	0,02
106	1498	То же, верховья р. Ахобэ	74,62	0,16	14,18	1,18	0,71	0,08
107	1631	Гранит-порфир дайки, верховья р. Ахобэ . . .	76,40	0,22	12,32	0,86	0,96	0,10
19с		Среднее	76,10	0,14	13,12	0,72	0,70	0,07

XX. Послегранитные дайки

108	4658	Диабазовый порфирит Ахобинский участок . .	48,19	1,03	17,87	2,85	4,99	Нет
109	2869	То же, Милаевский распад	53,84	0,76	18,67	4,92	3,48	Нет
110	1900-В	То же, 1-я дайка, дорудная, Монастырский участок	50,19	1,26	15,17	3,36	5,60	—
111	1900-Б	То же (2-я дайка сечет 1-ю)	48,58	1,00	8,04	10,97	5,03	—
112	4460	То же, кл. Майский . . .	46,24	1,01	14,07	3,37	4,31	0,28
113	5278	То же, правобережье р. Тетюхе	50,80	1,06	18,68	3,92	4,96	—
114	1769-В	Диабазовый порфирит, кл. Длинный	48,26	1,28	16,20	4,34	5,10	0,10
115	1865-В	То же, кл. Соседний . .	51,48	1,38	17,48	3,41	6,03	0,14
116	4674	То же, Ахобинский участок	52,6	0,93	18,58	2,92	5,64	Нет
117	1366	Порфирит, Монастырский участок	47,09	1,04	17,72	4,37	6,34	0,28
118	5605	Диабазовый порфирит, кл. Резанный	41,72	0,90	14,43	3,05	8,15	0,14
119	5663	То же	49,20	0,94	15,37	2,88	4,96	0,07
120	2466	То же, кл. Барачный . .	49,38	0,96	18,53	3,30	4,13	Нет
121	8322	То же, Тетюхинское место- рождение	49,86	0,89	15,06	3,78	5,82	Нет
122	8324	То же	46,10	1,02	19,60	3,27	5,21	Нет
123	8329	»	46,88	1,02	19,04	2,45	4,71	Нет

Таблица 15 (продолжение)

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺ H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ	Автор, аналитик
0,18	0,60	0,49	5,82	-0,24 +1,76	—	—	99,32	ИГЕМ, аналитик Л. Н. Царева
0,28	0,72	3,21	4,51	-0,36 +1,04	—	—	99,94	
0,3	0,93	2,5	4,98	-0,50 +1,00	—	—	99,61	

аналоги гранит-порфиров

0,04	0,60	3,07	5,18	0,05	0,84	—	100,53	ИГЕМ, аналитик Л. П. Царева
0,14	0,20	0,33	5,78	-0,37 +1,42	—	—	99,69	ИГЕМ, аналитик М. С. Гусева
0,14	0,49	1,45	5,23	0,10 1,16	—	—	99,72	ИГЕМ, аналитик Е. Кузнецова
0,11	0,43	1,62	5,39	1,31	—	—	98,71	

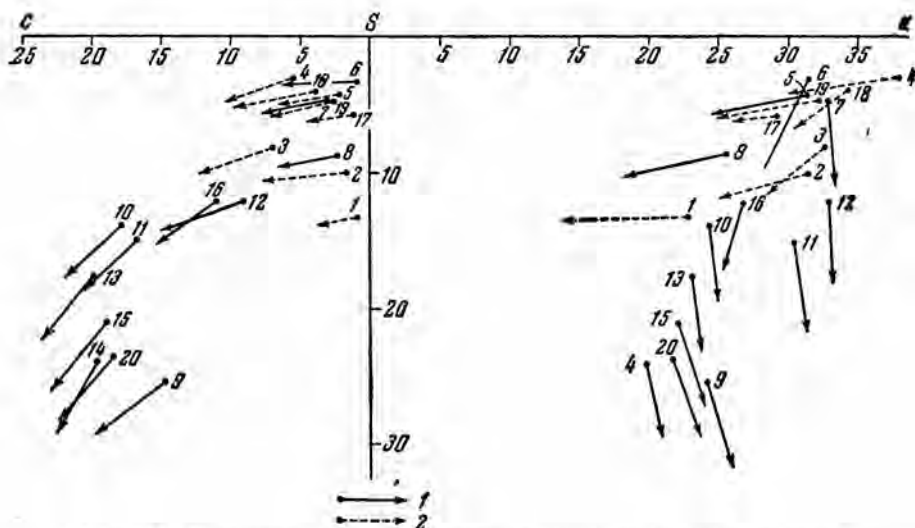
порфиров (до- и внутрирудные)

3,06	9,96	2,22	1,89	Нет	0,13	3,03	100,24	Р. Е. Остроумов
4,11	7,36	2,75	1,54	0,80	0,07	0,80	99,1	
7,04	5,53	2,45	1,05	—	0,11	7,79	99,49	
5,45	6,73	3,06	1,98	—	0,10	8,62	99,56	
6,15	10,58	1,43	1,69	—	0,16	10,88	100,17	
4,27	6,87	3,76	0,85	—	0,08	4,95	100,2	
4,78	9,25	3,06	1,86	—	0,23	6,30	100,76	
4,44	6,93	3,10	1,40	—	0,21	4,45	100,45	
5,14	4,84	4,15	2,33	Нет	0,11	5,05	102,29	
6,08	3,36	1,99	2,13	6,67	—	—	96,97	
6,66	9,77	2,66	0,47	—	0,29	11,67	99,91	
6,65	9,42	1,36	1,67	—	0,18	8,62	100,32	
3,60	5,82	3,21	2,53	Нет	0,14	7,66	99,26	
6,45	5,61	1,49	1,32	Нет	—	7,40	100,68	
3,04	14,89	1,66	1,50	0,10	—	0,96	97,35	
3,98	12,76	1,73	0,30	0,10	—	8,02	100,97	

Номер п/п	№ обр.	Название породы и место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
124	6642	Диабазовый порфирит, Ни- колаевский участок	48,39	0,86	18,75	2,20	3,56	Нет
125	2603	То же, Довгалевский уча- сток	44,48	1,88	16,46	3,90	8,94	Нет
126	1019	Диорит-порфирит доруд- ный, Советский рудник	50,72	1,47	18,80	7,04	6,16	0,17
127	196-а	Плагноклазовый порфирит межрудный, там же	42,71	0,96	15,56	3,77	7,79	0,35
21с		Среднее	48,21	1,08	16,71	3,81	5,68	0,07
XXI. Дайки порфи								
127а	8243	Порфирит, Ахобинский участок	50,48	1,41	17,23	4,61	3,27	0,16
128	1136	Диабазовый порфирит по- струдный, Б. Сиванча	46,20	Не опр.	18,22	5,35	8,12	1,43
129	1139	Кварцевый порфирит по- струдный, р. Б. Сиванча	47,64	—	18,07	3,62	4,52	0,92
130	2р	Порфирит I пострудной дай- ки, р. Б. Сиванча	47,66	1,17	16,93	3,63	5,23	0,46
131	3р	Порфирит II пострудной дайки, там же	48,25	1,07	18,35	3,19	4,46	0,38
132	4р	Порфирит III поструд- ной дайки, там же	48,25	1,07	18,56	2,73	4,76	0,41
22с		Среднее	47,80	0,67	18,23	3,71	5,52	0,82
XXII. "Дайки" Ахо								
133	3589	Гранит-порфир	71,72	0,16	12,02	2,82	2,30	0,03
134	964	Граносиенит-порфир	67,30	0,22	16,91	3,15		0,04
135	1036	Гранит-порфир, центр зо- нальной дайки	68,42	0,35	14,50	0,47	2,48	0,07
136	1038А	Гранодиорит-порфир, пере- ходная зона той же дайки	58,30	0,89	17,93	0,86	4,79	0,13
137	9	То же	61,38	0,82	16,58	3,17	3,66	0,34
138	4317	»	59,0	1,00	14,43	2,54	5,14	0,10
139	890	Гранодиорит-порфир, се- верный фланг той же дайки	59,76	0,97	15,93	0,95	6,37	0,26
140	1038	Сиенит-диоритовый пор- фирит, краевая часть зональной дайки	51,28	0,97	16,27	4,02	3,55	0,16
141	1107	Кварцевый диоритовый порфирит, небольшая дайка	57,54	0,86	16,42	0,97	4,75	0,13

Таблица 15 (окончание)

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+ H ₂ O-	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ	Автор, аналитик
1,38	12,97	2,32	2,55	0,12	0,08	6,60	99,78	Р. Е. Остроумов
2,15	7,01	4,96	1,66	0,06	0,17	8,0	99,67	
2,53	5,40	2,38	1,42	—	0,39	3,26	99,74	Л. Н. Хетчинков (1947)
4,23	9,93	4,39	1,21	—	0,13	9,44	100,47	
4,69	8,15	2,64	1,59	0,36	0,14	6,83	99,96	
рифов пострудные								
4,74	8,36	2,67	1,69	2,95	—	2,35		ИГЕМ, аналитик В. А. Гаршина
4,28	3,35	2,87	3,61	—	0,29	6,24	99,96	Е. А. Радкевич (1947)
3,30	8,64	1,98	3,00	—	0,17	8,21	100,27	
4,04	4,88	3,26	3,08	1,59	0,43	4,11	99,59	
4,01	4,67	3,60	3,23	1,52	0,51	3,63	99,31	
3,49	8,05	2,52	2,17	1,32	0,36	3,12	100,34	
3,93	5,92	2,95	3,20	0,89	0,36	5,07	99,07	
бшнского участка								
1,16	1,49	2,70	4,67	—	0,05	—	100,18	Р. Е. Остроумов
2,13	1,07	1,62	6,14	0,17 0,95	—	—	99,70	ИГЕМ, аналитик Т. А. Решетина'
1,00	2,48	4,23	3,33	1,56	0,14	—	99,30	ИГЕМ, аналитик В. А. Гаршина
1,09	3,64	4,15	2,72	2,87	—	—	99,51	ИГЕМ, аналитик М. С. Гусева
3,26	0,14	3,59	3,50	—	—	—	99,93	Р. Е. Остроумов
2,24	4,21	3,32	3,01	4,30	—	—	99,48	
2,26	3,60	2,92	3,22	3,18	—	—	99,88	ИГЕМ, аналитик Куз- нецова
5,30	6,50	3,68	2,70	1,70	—	—		ИГЕМ, аналитик В. А. Гаршина
2,30	5,54	3,03	2,77	4,34	—	—		

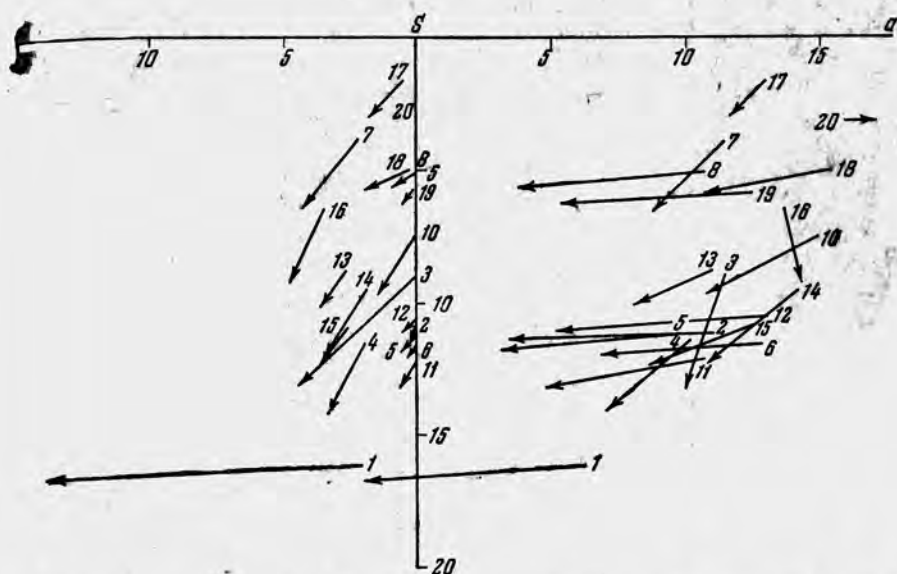


Фиг. 46. Петрохимическая диаграмма средних химических составов изверженных пород района, по Е. А. Кузнецову

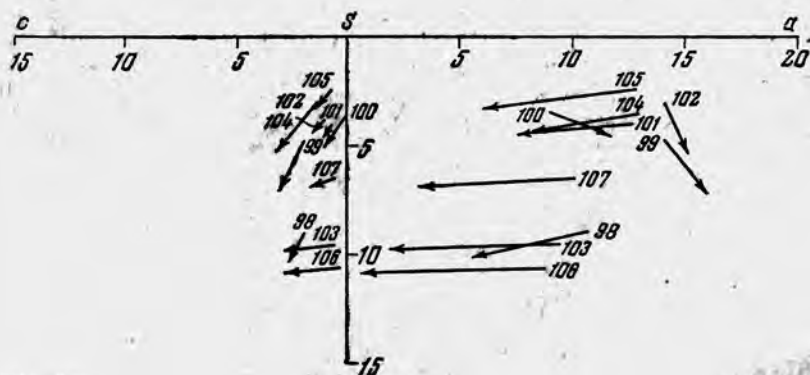
(№№ 1—23; 30—45 и 102—107 в табл. 151 и №№ 1—3 и 18—20 на диаграмме, фиг. 46). Обычным для этих пород является сильное пересыщение алюминием, а для интрузивных разновидностей — преобладание калия над натрием. Пересыщение алюминием указывает на значительную роль слюд в породах этой группы и можно предположить, что особенности их химизма свидетельствуют о значительной роли летучих в их эволюции. В наиболее кислых разновидностях с повышением содержания SiO_2 увеличивается и роль полевошпатовой извести. Особенно сближают породы выделенной группы такие черты, как ничтожное содержание полевошпатовой извести и резкое повышение содержания щелочей в связи с увеличением количества кремнекислоты. Аналогия в химизме верхнемеловых кварцевых порфиров и третичных гранит-порфиров хорошо видна как при сопоставлении петрохимических диаграмм (фиг. 47, 48), так и при совмещении их вариационных линий (фиг. 49). Если обратиться собственно к анализам пород ольгинской серии, то видно, что они отражают состав толщи в целом, свидетельствуя о преобладании кислых (до ультракислых) и о подчиненном количестве средних (до дацитов) пород.

К сожалению, отсутствуют анализы, характеризующие на каком-либо участке разрез верхнемеловых эффузивов сверху донизу. Тем не менее, и на примере изученной площади можно утверждать,

¹ Все номера векторов на диаграммах (фиг. 46, 47, 48) соответствуют номерам в этой таблице.

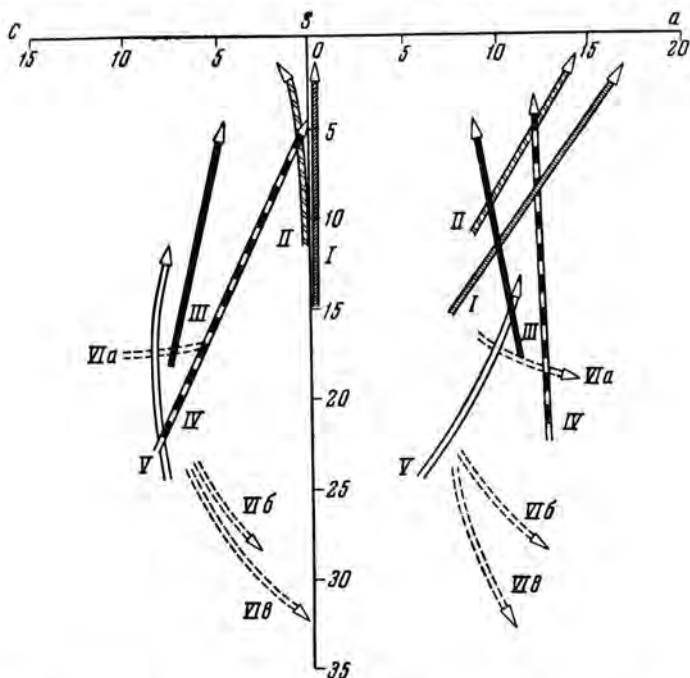


Фиг. 47. Петрохимическая диаграмма кислых эффузивов ольгинской серии



Фиг. 48. Петрохимическая диаграмма гранит-порфиров эоцена (?)

что эволюция ольгинских эффузивов направлена в сторону образования все более кислых и богатых щелочами разновидностей. Действительно, эффузивы, залегающие в верхних частях разреза ольгинской толщи, отличаются наибольшим по сравнению с остальными



Фиг. 49. Вариационные линии различных групп пород:

I — ольгинские кварцевые порфиры; *II* — гранит-порфиры (эоцен);
III — самаргинские андезиты покровные; *IV* — субвулканические
 тела пород, относящихся к самаргинской и богоспольской свитам;
V — базальты кузнецовской свиты (олигоцен); *VI* — послегранит-
 ные дайки порфиров

содержанием SiO_2 и K_2O (анализы 17—20, туфов кварцевых порфиров Довгалева участка).

Здесь же нужно подчеркнуть, что по химическому составу внутриандезитовые кварцевые порфиры Светлого отвода неотличимы от ольгинских кварцевых порфиров верхов разреза (Довгалева участка) и в то же время отличаются от липаритов горы Солончовой. Последние содержат больше кальция и щелочей, меньше кремнекислоты. Интересно отметить, что дациты из состава ольгинской (№ 13—16) и самаргинской (№ 66а) свит заметно различаются, так что одна из групп дацитов лучше сопоставляется с андезитами, другая — с кварцевыми порфирами, чем между

собой. Это подтверждает сделанный на основании геологического и петрографического изучения вывод о различной генетической принадлежности охарактеризованных дацитов.

Для гранит-порфиров поздней фазы внедрения особенно характерны ультракислый состав и заметное преобладание калия над натрием в составе щелочей. Так, например, в гранит-порфирах к.л. Контактного содержания Na_2O и K_2O равны соответственно 1,94 и 6,29%, а в туфолавах, ассоциированных с этим штоком, 0,8 и 6,0% (среднее из 4 анализов). Такие же особенности свойственны их эффузивным, в том числе пирокластическим аналогам.

Особенности эволюции составов позволяют во вторую группу объединить эффузивные и субвулканические породы самаргинской и богопольской свит — андезиты, дациты и липариты. Эволюция этих пород выражается в постепенном возрастании количества кремнекислоты и одновременно щелочности полевых шпатов. При этом сокращается содержание полевошпатовой извести, а содержание щелочей остается почти неизменным. Породы этой группы относятся в целом к натровому типу, пересыщение алюминием им не свойственно и слабо проявляется лишь у самых кислых разновидностей, так же как и возрастание относительной роли окиси калия.

Наиболее характерной особенностью химизма пород этой группы в целом является постоянство содержания щелочных алюмосиликатов в породах различной основности. Это отчетливо видно на фиг. 49, где вариационные линии на плоскости AB расположены почти параллельно оси SB .

Внутри этой группы андезиты самаргинской свиты охарактеризованы семью анализами (№ 51—57 в табл. 15), при этом шесть из них относятся к андезитам правобережья р. Тетюхе (участки г. Солонцовой — 27-го ключа). Отдельные образцы андезитов существенно различаются содержаниями свободного кремнезема (Q колеблется от 7 до 16), однако с возрастанием количества кремнекислоты величина a/c остается почти постоянной, а относительные содержания щелочей и полевошпатовой извести даже падают в андезитах, относительно обогащенных SiO_2 . Последнее не позволяет рассматривать различия в химическом составе охарактеризованных андезитов как следствие процессов дифференциации в очаге андезитовой магмы. И наоборот, эти различия хорошо согласуются с геологическими и петрографическими наблюдениями, свидетельствующими, что в андезитах правобережья р. Тетюхе широко проявлена контаминация кислым материалом. Габбро и диориты Николаевской пади (№ 67—70 в табл. 15) отличаются от покровных разновидностей на этом участке лишь несколько большими содержаниями Ca и Mg .

Единая линия эволюции особенно четко прослеживается для субвулканических аналогов андезитов, представленных диорит-

порфиритами и кварцевыми диорит-порфиритами и более молодых, но локализованных в тех же структурах дацитов и липаритов. Все это не противоречит геологическому выводу о том, что самаргинские андезиты и дазиты и более молодые липариты горы Солонцовой образуют генетически единую серию изверженных пород и, возможно, в свою очередь, косвенно указывает на правильность отнесения липаритов этого участка к эоценовой богоспольской свите. Как отмечалось выше, от кислых эффузивов ольгинской серии эти липариты отличаются большими содержаниями кальция и щелочей и меньшими — кремнекислоты.

Внутри каждой из выделенных групп пород (кварцевые порфиры — гранит-порфиры и андезиты-дазиты-липариты) имеются закономерные различия в химизме покровных и субвулканических разностей. В первой, гранитной группе, эффузивы относительно богаче щелочами. В андезит-липаритовой группе, напротив, субвулканические породы богаче щелочными алюмосиликатами и беднее полевошпатовой известью, чем покровные разности той же основности. Это хорошо видно и в расположении роев векторов пород и непосредственно из данных анализов. Суммарные содержания щелочей в дайках андезитов и дацитов (см. табл. 15 № 61—66) выше, чем в покровных липаритах той же серии (№ 24—26).

Промежуточную позицию занимают гранитоиды ранней интрузивной фазы (№ 83—101), для которых характерна большая пестрота состава. При этой наибольшей основностью отличаются породы, для которых геологически и петрографически доказывается связь с процессами местной или глубинной контаминации (кварцевые диориты 27-го ключа, Ахобинские гранодиорит-порфиры). Наиболее кислые и богатые щелочами, особенно калием, породы из состава этой группы связаны с фациями эндоконтактов гранитных массивов (Арабатский, Тавайза) или массивов сложного состава (Ахобинский шток, падь Прямая, массив 27-го ключа).

Специфическую группу пород образуют послегранитные порфиры — дайки рудных полей. В распоряжении автора имелось 25 полных химических анализов пород этой группы (табл. 15 № 108—132). Данные анализов показывают, что рассматриваемая группа пород по химическому составу является очень неоднородной и включает разности, близкие как к диоритовым, так и к диабазовым порфиритам. Преобладают породы, отвечающие по составу габбро- и диабаз-порфиритам. Вся группа имеет отчетливо выраженный щелочноземельный характер, натрий резко преобладает над калием, пересыщение алюминием наблюдается в исключительных случаях. Среди анализируемых, в подчиненном количестве присутствуют разности, близкие к щелочным базанитам, а типичные лампрофиры неизвестны. Все эти общие особенности отражены в числовых характеристиках анализов, из рассмотрения которых следует:

1. В тех участках, где известны две или более генераций порфириновых даек, порфириды поздних генераций приобретают отчетливо более основной и щелочной состав по сравнению с ранними (табл. 15, анализы № 126—127, 1-й Советский рудник; № 110—111 — Монастырский участок).

2. Таким образом, установленные линии дифференциации предполагаются «вкрест» общего направления роя векторов. Такое направление линий дифференциации сохраняется и тогда, когда характер дифференциации противоположный, т. е., когда относительно более основными и щелочными являются породы более ранних генераций (анализы № 130—132, р. Б. Синанча).

3. Для некоторых участков последовательность формирования отдельных порфириновых даек неясна (анализы № 108, 116, 203, Ахобинский участок), тем не менее в ходе дифференциации этих пород относительное содержание щелочей изменяется гораздо более резко, чем содержание SiO_2 .

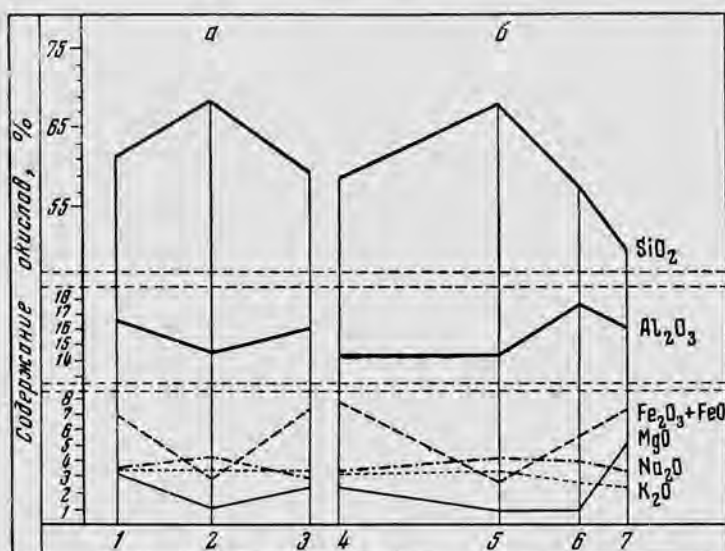
4. Можно заметить, что при всем разнообразии составов порфириновых даек анализы даек каждого отдельного участка образуют более или менее обособленные группы, различаясь уже относительными содержаниями кремнекислоты. Интересно, что порфириновые дайки в большинстве случаев являются более кислыми в тех участках, где они пространственно связаны с выходами гранитов предшествующей фазы (например, Ахобинский участок, Тавайза) и более основными в участках, где граниты на поверхности отсутствуют (ан. № 119—127, дайки кл. Резаного и 1-го Советского рудника).

Таким образом, как по химическому составу в целом, так особенно и по характеру дифференциации породы этой группы заметно отличаются от андезитов и андезито-базальтов эффузивных серий. Последнее особенно отчетливо заметно на фиг. 49, где сведены вариационные линии всех рассмотренных групп пород.

Поскольку неоднократно высказывались предположения (Р. Е. Остроумов, Ф. К. Шипулин и др.), что послегранитные дайки порфиритов генетически близки к более молодым, чем граниты, базальтам, в работе приведены для сравнения анализы андезито-базальтов кузнецовской свиты (олигоцен?), широко распространенных в соседних с Тетюхинским районах (табл. 15, № 75—81). Эти анализы также нанесены на диаграммы. По сравнению с самаргинскими эти породы богаче цветными компонентами, полевошпатовой известью, для них характерно также и более высокое содержание извести в цветной части. Таким образом, особенности химизма соответствуют представлению о том, что излияния андезито-базальтов кузнецовской свиты связаны с началом нового эффузивного цикла в Приморье.

В то же время следует отметить, что химизм регионально развитых базальтов кузнецовской свиты и послезоценовых диабаз-порфиритов — даек рудных полей различен. Последние в

целом являются более основными и более калийсодержащими породами и ни по особенностям состава, ни тем более, по характеру эволюции, не могут быть сопоставлены с близкими им по возрасту кузнецовскими базальтами эоцена.



Фиг. 50. Вариационная диаграмма содержания главных окислов в породах дифференцированной дайки Ахобинского участка: а — по простираанию, б — вкрест простираания

Номера и места взятия образцов: 1 — обр. 9, южный фланг дайки, в 350 м от центра; 2 и 3 — обр. 1036, центр дайки, расщелка в кл. Попутном; 3 — обр. 890, северный фланг дайки, 400 м от центра; 4 — обр. 4317, западный эндоконтакт, 5 м от центра дайки; 5 — обр. 1038А, в 2 м восточнее центра дайки; 7 — обр. 1028, стекловатый эндоконтакт, в 4 м восточнее центра

На фиг. 50 приведены вариационные диаграммы некоторых окислов, построенные по анализам, отобранным из дифференцированной Ахобинской дайки. На диаграмме хорошо видно, что от центра к краям, как вкрест простираания, так и по простираанию дайки, заметно возрастает содержание Fe_2O_3 , более плавно увеличивается содержание Al_2O_3 , а содержания щелочей очень плавно уменьшаются. Таким образом, подтверждаются как представления о концентрически-зональном строении дайки, так и о том, что различные по химизму породы в ее составе являются дифференциатами единого расплава.

Выводы

Суммируя приведенную характеристику вещественного состава изверженных пород района, нужно подчеркнуть, что имеющиеся материалы во многом подтверждают необходимость подразделения этих пород на два формационных ряда — как это наметилось при геологическом изучении района. Один можно условно назвать гранитным (ольгинские кварцевые порфиры, граниты, гранит-порфиры), другой — андезито-липаритовым (самаргинские андезиты и их субвулканические аналоги — диориты Николаевского массива; богопольские липариты).

Особенности вещественного состава пород андезито-липаритового ряда, отличающие их от пород гранитной серии, кратко сводятся к следующему: в составе эффузивных членов серии лавы преобладают над туфами; для всех пород этой группы характерны: а) ассоциация во вкрапленниках плагиоклаза и цветных минералов, с преобладанием андезин — лабрадора и авгита в андезитах и плагиоклазов от альбита до андезина и роговой обманки в плагиолипаритах; б) преобладание хлорита, эпидота и альбита в составе вторичных минералов; в) преимущественное развитие апатита, сфена и магнетита, отсутствие ортита в акцессорной части.

Эволюция пород этой серии выражается в смене с течением времени основных пород все более кислыми. При этом содержание полевошпатовой извести падает, а содержание щелочных алюмосиликатов остается почти неизменным, что является характерной особенностью химизма пород этой серии. Породы в целом относятся к натровому типу, пересыщение алюминием им не свойственно и проявляется только в самых кислых членах серии (так же, как и увеличение относительной роли калия).

Плутонические разности в составе серии богаче щелочными алюмосиликатами и беднее полевошпатовой известью, чем их эффузивные аналоги. Особенности вещественного состава, общие всем породам так называемого гранитного ряда и отличающие их от кислых членов андезит-липаритового ряда, таковы: а) кварц-микроклин-плагиоклазовая ассоциация главных породообразующих минералов; б) ведущая роль кварца, серицита, микроклина и карбонатов при вторичных преобразованиях пород; в) наличие ортита, касситерита и топаза в акцессорной части, большее содержание циркона и рутила и в целом более обильные и разнообразные акцессорные минералы, чем в породах андезито-липаритовой серии; г) этим породам свойственны более заметные содержания акцессорных примесей свинца, цинка, циркония, бериллия, бора, а также акцессорные примеси как олово, ниобий, вольфрам, иттрий и лантан, характерные для интрузивных членов гранитной серии в плутонических аналогах богопольских липаритов не были установлены.

Породы гранитной серии принадлежат щелочноземельному типу, характеризуются примерно равными соотношениями калия и натрия, резкой пересыщенностью алюминием и ничтожными содержаниями полевошпатовой извести. На последних стадиях эволюции как эффузивных, так и плутонических формаций появляются разности со значительным преобладанием калия в составе щелочей. Отличительной особенностью химизма пород гранитной серии является резкое возрастание суммарного содержания щелочей с увеличением количества кремнекислоты в процессе эволюции расплавов. Интрузивные образования этой серии отличаются от своих эффузивных аналогов меньшей суммарной щелочностью и большим содержанием таких акцессорных примесей, как Pb, Mo, Sn и ряд других.

В пределах гранитной серии проведенные исследования подтвердили полную аналогию внутриандезитовых кварцевых порфиров с широко распространенными на остальной площади ольгинскими кварцевыми порфирами. Установлено сходство вещественного состава ольгинских кварцевых порфиров с интрузивными гранитами и гранит-порфирами. При этом отчетливо прослеживается сходство эволюции эффузивов, с одной стороны, и интрузией, — с другой, в сторону обогащения поздних членов соответствующих рядов кварцем, калиевым полевым шпатом и некоторыми акцессорными минералами.

Петрографические исследования показали также, что разнообразие изверженных пород района связано как с различиями в исходных магматических расплавах, так и с процессами глубоинной и местной контаминации, дифференциации и метасоматоза. При этом некоторые близкие по облику и составу породы нередко образуются различными путями.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ТЕТЮХИНСКОГО РАЙОНА В СВЯЗИ С НЕКОТОРЫМИ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИМИ ПРОБЛЕМАМИ

О СВЯЗИ ЭФФУЗИВНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Представления о тесной взаимосвязи и единстве источников эффузивных и интрузивных пород, совершенно естественные и логичные для любого исследователя, признающего магматическую природу изверженных пород, развивались еще Зюссом. Действительно, как отмечает Г. Д. Афанасьев (1953), «неизбежно допущение, что локальные магматические очаги при перемещениях магмы в земной коре в течение длительной эволюции могли давать магматические производные разной фациальной принадлежности — интрузии разной глубины, вплоть до гипабиссальных тел малых интрузий, а также близповерхностные экструзии и эффузии с их подводными каналами, заполненными породами своеобразного переходного облика». Особенно наглядно генетическое единство плутонических и вулканических ассоциаций проявлено в огромных по объему магматических образованиях позднего и посторогенных этапов развития многих регионов.

Великолепную сводку примеров подобного единства дал в 1959 г. А. Баддингтон (в 1963 г. вышел русский перевод его работы). На материале многих регионов он показал, что часто интрузивные массивы, по объему и структурам сопоставимые с батолитами, не могут быть названы плутонами по глубине залегания. Подобные «плутоны энизоны» внедряются в потоки лав аналогичного состава и застывают под их покровом на глубине от 3 до 0,5 км, причем отдельные части плутонов, в свою очередь, служат источником более поздних потоков. (Примеры — гранитный батолит Касто в Айдахо площадью 40×10 км, монцонитовые интрузии в толще ромбен-порфиров в кальдере района Осло и др.) Еще более многочисленны случаи, когда связь плутонов с потоками настолько тесна и непосредственна, что плутоны должны быть названы субвулканическими. В качестве таких ассоциаций Баддингтон характеризует пояс Каскадных гор Орегона, в состав которого входит и крупный батолит Снокулми, и пояс плутонов

Боулдер-Сан-Хуан, в Колорадо. В пределах этих поясов отдельные штоки изверженных пород сопровождаются сателлитами в форме лакколитов, причем как те, так и другие по многим признакам нередко достигали поверхности и внедрение их сопровождалось извержениями.

В качестве примеров особенно тесных связей plutонических и вулканических разностей пород Баддингтон приводит описания разновозрастных комплексов кальдер опускания и кольцевых даек и штоков. Это, в частности, архейская структура Ахвенисто, в Финляндии, девонская кальдера Глен-Ко и третичные кальдеры и гранитные штоки Шотландии, плейстоценовые риолитовые туфы Суматры и многие другие. Все эти примеры Баддингтон анализирует, исходя из убеждения о наличии теснейшей генетической связи между плутонами эпизоны и вулканическими породами.

В настоящее время наиболее общие представления о связях интрузивного и эффузивного магматизма в широком плане отражаются в концепции, рассматривающей определенные интрузивные комплексы как поздние дифференциаты очагов, породивших на ранних стадиях существования значительные по объемам накопления эффузивных продуктов. В то же время эта концепция, в целом ясная и неоспоримая, содержит ряд проблем, с которыми особенно тесно сталкиваются исследователи молодых складчатых областей. К числу их следует отнести такие вопросы, как возрастные, пространственные и объемные соотношения, закономерные различия в химизме (включая состав элементов-примесей), минералогическом составе и металлогенических особенностях интрузивных, эффузивных и субвулканических членов единых вулcano-плутонических комплексов. Решение этих вопросов, успешное лишь при параллельном изучении эффузивных и плутонических образований, с одной стороны, дает возможность полнее восстановить историю геологического развития и главные черты металлогении региона, с другой, — помогает решать многие вопросы петрологии. В нашей стране проблемой вулcano-плутонических ассоциаций, в последние десять лет — в различном объеме, и на примере различных регионов занимались Г. Д. Афанасьев, Ю. А. Кузнецов, Е. К. Устиев, М. А. Фаворская, И. М. Сперанская, В. Н. Котляр, В. С. Коптев-Дворников, М. Г. Руб, Л. И. Звягинцев, Б. В. Макеев, К. В. Прохоров и ряд других исследователей.

Для своеобразных тектонических зон Дальнего Востока СССР — где исключительно интенсивная тектоническая и магматическая деятельность была связана с «активизацией» молодых складчатых областей под влиянием движений в прилегающих геосинклиналях — представление о вулcano-плутонических формациях разработал Е. К. Устиев (1959, 1963). Он отметил следующие признаки комагматичности эффузивных и интрузивных образований в составе конкретных вулcano-плутонических ассоциаций.

1) Пространственную связь и общий структурный контроль. 2) Закономерное чередование во времени, выражающееся в том, что интрузивные комплексы внедряются позже своих эффузивных эквивалентов. 3) Количественные соотношения главных химических типов пород и единое направление эволюции, аналогичные для пород эффузивной и интрузивной ветвей. 4) Особенности петрографии и химизма, при общности которых существуют и закономерные отличия — например, в интрузивных сериях минеральные ассоциации смещены «на одну ступень» вниз, а средние химические составы их отличаются большим содержанием кремнезема и щелочей и меньшим — железа, магния и извести по сравнению с таковыми эффузивных эквивалентов.

М. Г. Руб (1960, 1964) на примере изученных ею субвулканических аналогов верхнемеловых оловоносных гранитов Приморья, а впоследствии — при исследованиях магматизма Мяо-Чанского района — убедительно показала существенную роль геохимических сопоставлений для корреляции эффузивных и интрузивных образований (петрогеохимические критерии комагматичности). При этом ею было показано, что при общности качественного состава элементов-примесей количественные содержания ряда элементов, особенно зависящих в своей истории от режима летучих компонентов, выше в интрузивных членах эффузивно-интрузивных ассоциаций.

К. В. Прохоров (1962) при изучении третичных гранитоидов Камчатки, а Б. В. Макеев при исследованиях формации амутских порфиров Мяо-Чана успешно применили для сопоставления интрузивных и эффузивных образований метод изучения парагенетических минеральных ассоциаций и показали, что формирование комагматичных интрузивно-эффузивных комплексов происходит при сохранении определенного режима активности щелочей в расплавах.

Значительный интерес представляют и иные, менее широко распространенные типы связей между родственными эффузивными и интрузивными образованиями. Так, в конце пятидесятых годов геологами-исследователями Дальнего Востока (М. А. Фаворской, Э. П. Изохом, Г. В. Ициксон, М. Г. Руб и автором) были разработаны представления о вулканоплутонических ассоциациях определенного типа, возникших в связи с прорывом на поверхность дифференцированной магмы интрузивных камер. В основу такой концепции легли данные Г. В. Ициксон и др. (1959) о выходах на поверхность кислой магмы, формирующей оловоносные интрузии Малого Хингана, и аналогичные данные М. Г. Руб и Н. Н. Васильковой и др. по Приморью (1959); результаты проведенного М. А. Фаворской сравнительного изучения кислых даек рудных полей Приморья с дайками, непосредственно связанными с эффузивами и сопровождающими полиметаллические и оловорудные месторождения Мексики; выводы Э. П. Изоха о комагма-

тичности покровов мондонитоидных порфиров с близкими по составу интрузиями в пределах некоторых зон разломов, данные автора об эруптивной природе ряда тел калиевых гранит-порфиров в Тетюхинском районе и т. д.

М. А. Фаворская (1959) следующим образом сформулировала эти новые положения: «Среди магматических образований, наиболее близких по времени формирования к моментам интенсивного рудообразования, устанавливаются представители гипабиссальной, субвулканической и собственно эффузивной фаций. В ряде случаев между этими разностями наблюдаются постепенные переходы, что позволяет рассматривать соответствующие эффузивы, как результат прорыва на поверхность магмы дифференцированных интрузивных очагов», и далее: «Детальное изучение эффузивов, близких по возрасту к расположенным в их пределах рудным месторождениям, все чаще позволяет выявлять среди них отдельные разности, аналогичные по составу представителям отдельных фаз рудоносных интрузий и отличных от региональных распространенных эффузивов». Подобные ассоциации характерны тем, что эффузивные их члены не отличаются от интрузивных ни по особенностям состава, ни по времени образования.

Обобщение имеющегося материала по проблеме связи вулканического и plutонического магматизма было сделано Е. К. Устиным в 1963 г. Он подчеркнул, что собственно вулкано-плутонические формации характеризуются закономерным и приблизительно равнозначным сочетанием вулканических и plutонических явлений, при последовательном развитии вулканических и plutонических серий с очевидными признаками генетической связи, а также, что их появление связано с определенным типом тектонических форм и этапов их развития.

Магматические образования Тетюхинского района, как следует из изложенного в настоящей работе, полностью отвечают представлениям о вулкано-плутонических ассоциациях. При этом среди них установлены представители двух формационных рядов — андезит-липаритового и гранитного. В составе первого из них plutонические образования распространены незначительно, аналогия их облика вещественного состава и структуры с соответствующими эффузивами очевидна, а результаты проведенного детального изучения вполне подтверждают ее.

Ко второму гранитному типу, регионально распространенному и развивающемуся в течение верхнего мела — нижнего среднего палеогена, отнесены эффузивы ольгинской толщи и следующие за ними интрузии приморских гранитоидов, а также специфические приповерхностные интрузии гранит-порфиров. Таким образом, в гранитной вулкано-плутонической ассоциации оказываются объединенными породы, которые ранее большинством геологов рассматривались как члены независимых магматических циклов — верхнемелового (ольгинская серия) и палеоцен-эоце-

нового (приморские гранитоиды). Подробнее этого вопроса мы коснемся несколько ниже.

Признаки комагматичности приморских гранитоидов, в том числе и представителей их поздней фазы — гранит-порфиров с кварцевыми порфирами ольгинской толщи, таковы: а) региональное распространение тех и других, б) связь с едиными структурами (от региональных — типа Восточного структурного шва — до локальных вулканических центров, подобных описанному на Довгалеvском участке); в) единая последовательность внедрения: так, например, в тех тектонических зонах Приморья, где формирование верхнемеловой эффузивной толщи началось излияниями сеноvнских порфиритов, в гранитоидах также проявлена ранняя фаза повышенной основности; на изученной площади, где сеноvнские порфириты отсутствуют, появление средних по составу пород отчетливо связывается с контаминацией гранитного расплава в локальных интрузивных камерах (Ахобvнский штук, массив 27-го ключа); г) эффузивы последних фаз извержений ольгинской толщи неотличимы по химизму и петрографическому составу от гранит-порфиров поздних фаз интрузивной серии.

Все перечисленные породы гранитной группы отличаются близостью главных породообразующих, акцессорных и постмагматических минералов. Для них характерны: кварц-микроклиновая ассоциация вкрапленников, выделение главной массы калишпата, кварца и биотита в конце кристаллизации; относительное богатство акцессорными минералами, в том числе — наличие ортита, касситерита, топаза; кварц-серпентиновый и кварц-микроклиновый аутометасоматоз. Интрузии отличаются от эффузивных аналогов меньшей щелочностью и большим содержанием таких акцессорных примесей, как Sn, Yb, B, W, Ag.

Аналогия вещественного состава Приморских гранитоидов, и особенно гранит-порфиров с ольгинскими кварцевыми порфирами, подтвержденная в данном случае детальными исследованиями, издавна отмечалась геологами — на нее указывали И. А. Преображенский (1927), затем В. С. Булыго, И. И. Берсенев, М. А. Фаворская; сопоставления вещественного состава ольгинских кварцевых порфиров с гранитами некоторых массивов побережья были проведены Е. В. Быковской (которая также пришла к выводу о их генетическом единстве и, в частности, отметила как характерный для них признак — наличие ортита).

Что касается выводов автора по этому вопросу, то здесь особенно существенны представления о том, что извержения кислых эффузивов ольгинской толщи продолжались и после начала излияний самаргинских андезитов, и что к составу выделенной гранитной формации наряду с ольгинскими эффузивами, принадлежат также граниты, включая и более поздние гранит-порфиры. Все это помогает по-новому подойти к характеристике верхнемеловых и третичных магматических циклов Дальнего Востока.

К ВОПРОСУ О МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО СТРУКТУРНОГО ПОЯСА

Представление о закономерно сменяющихся друг друга циклах в процессе развития молодого магматизма Сихотэ-Алиня было выдвинуто в середине пятидесятых годов М. А. Фаворской. Основанием для этого представления послужила подмеченная ею неоднократная резкая смена во времени кислых извержений основными и последующее постепенное развитие от основных к кислым. Для периода от альба до середины четвертичного времени М. А. Фаворской (1956) были выделены два полных цикла (меловой и палеогеновый) и третий, незаконченный цикл, начавшийся в неогене.

В дальнейшем И. И. Берсенева, В. Г. Плахотник и другие подтвердили на новом и более полном фактическом материале наличие этой закономерности в развитии эффузивного магматизма региона. И. И. Берсенева считает уже возможным выделять, наряду с верхнемеловыми, два палеогеновых цикла, из которых первый начинается излияниями андезитов самаргинской свиты (палеоцен-эоцен), второй — излияниями базальтов кузнецовской свиты (олигоцен). В. Г. Плахотник полагает, в свою очередь, что установленные им для конца неогена незначительные по масштабам излияния липаритов, позволяют считать законченным и неогеновый цикл.

Одной из особенностей сложившихся к настоящему времени представлений являлось стремление авторов объединить в составе отдельных циклов эффузивы с близкими к ним по возрасту интрузиями. Однако накопившийся фактический материал стал постепенно входить в противоречие с этой схемой. Так, в частности, оказалось, что интрузии, принадлежащие к комплексу «приморских гранитоидов» по особенностям своего вещественного состава чрезвычайно близки к верхнемеловым кварцевым порфирам и существенно отличаются от близких к ним по возрасту палеоценовых липаритов. Стараясь разрешить это противоречие, Е. В. Быковская выдвигала вначале предположение о верхнемеловом возрасте этой группы гранитоидов. Однако ряд фактов, например, отмеченные в ряде мест активные контакты гранитоидов с андезитами палеоценовой самаргинской свиты, заставили ее отнести гранитоиды к палеоценовому циклу.

По иному подошла к решению этого вопроса М. А. Фаворская, высказавшая еще в середине пятидесятых годов предположение о возможности «наложения» одного магматического цикла во времени на другой. В монографии, посвященной магматизму Восточного Сихотэ-Алиня, она писала: «Как указывалось раньше, большое количество интрузивных комплексов залегает в толще ольгинских кварцевых порфиров, в отдельных случаях, однако,

прорывая также более поздние основные эффузивы (андезиты самаргинской свиты). Возможно, что причина этой особенности заключается в том, что появление новых порций основной магмы, знаменующее собою начало нового цикла, могло наложиться во времени на заключительную стадию предыдущего цикла в пределах соседних участков» (Фаворская, 1956, стр. 284).

В настоящей работе на примере участка горы Солонцовой показано, что не только внедрение гранитоидов происходило близко одновременно с излияниями самаргинских андезитов, но и извержения кислых эффузивов, начавшиеся в верхнем мелу, продолжались в течение некоторого времени параллельно с этими излияниями. Наиболее убедительным объяснением этих фактов является, по-видимому, предположение, что в течение определенного промежутка времени одновременно действовали два различных очага, из которых один являлся поставщиком кислой, а другой — основной магмы. Вместе с тем нам кажется очевидным, что одновременное существование двух различных очагов следует представлять на различной глубине, а не «в пределах соседних участков», как это полагала М. А. Фаворская.

Последнему противоречат хотя бы факты приуроченности поздних проявлений «гранитной» ассоциации к тем же самым ослабленным зонам, по которым проникали самаргинские андезиты. Извержения кварцевых порфиров в пределах Восточного Сихотэ-Алиньского вулканического пояса имели ареальный характер, были рассредоточены по большой площади и размещение отдельных вулканических аппаратов контролировалось относительно мелкими нарушениями. Напротив, поступление андезитовой магмы на поверхность и в приповерхностные зоны контролировалось более протяженными и длительно живущими ослабленными зонами, возникновение (или скорее подновление) которых произошло после формирования толщ ольгинских кварцевых порфиров. После извержения андезитов эти зоны продолжали существовать и были местами использованы поздними представителями «гранитной» серии — кварцевыми порфирами, гранитоидами и гранит-порфирами, а также и гидротермальными растворами.

Описываемые ослабленные зоны, контролирующие андезиты, обладая значительной глубиной заложения, ограничены по протяженности (обычно не превышают десятки километров).

Представляется, что по мере развития палеогенового магматизма расколы, служившие проводниками основной магмы, постепенно захватывали все более и более глубокие участки коры, доставляя в начале соответствующих циклов все более основные расплавы (от андезитов палеоцена, через андезито-базальты эоценовой кузнецовской толщи, до оливиновых базальтов миоцена).

Все сказанное естественно приводит к мысли о том, что магма, породившая гранитную ассоциацию пород Восточного Сихотэ-

Алиня, зародилась в пределах сиалического слоя земной коры. На основе этого вывода становятся понятными различия в соотношении кислых и основных разностей и различия в вещественном составе кислых дериватов двух выделенных ассоциаций пород, а также региональное распространение пород гранитной ассоциации, богатство ее магмы летучими, длительная эволюция ее магматических и постмагматических продуктов и их металлогеническое значение.

В отношении гранитной ассоциации пород уместна параллель с грандиозными посторогенными извержениями кислого состава, широкое распространение которых в различных регионах, в том числе и в пределах Тихоокеанского пояса, выявлено работами последних десятилетий. Наиболее обстоятельная сводка фактического материала и существующих концепций в отношении подобных извержений сделала Р. Смитом (Smith, 1960). Проведенные сопоставления позволили этому автору прийти к убедительным выводам как о связи громадных по объему извержений кислых игнимбритов с очагами гранитоидной магмы, так и о выявляемой при этом тесной ассоциации вулканических и плутонических образований. Так, по заключению Смита, некоторые отложения пепловых потоков имеют очень большие объемы и локализуются в тектонической обстановке, позволяющей предполагать их связь с гранитными батолитами или: «Как предполагают, отдельные пепловые потоки генетически связаны с близповерхностными плутонами, иногда больших размеров и сложного состава» (Смит, 1963) и далее: «Это приводит нас непосредственно к такой концепции, которая является противоположной идее об обособленности или раздельности вулканических и плутонических ассоциаций, предложенной Кеннеди и Андерсоном» (Смит, 1963).

В русской литературе выводы о внутрикоровом гранитоидном источнике мощных толщ посторогенных кислых эффузивов были развиты Е. К. Устиевым (1961_{1,2}), который расширил аргументацию Р. Л. Смита, включив в рассмотрение ряд примеров по Северо-Востоку СССР. Вслед за Р. Л. Смитом Е. К. Устиев подчеркивает, что наиболее характерной чертой подобных полей является отсутствие признаков, которые указывали бы на прямую генетическую их зависимость от дифференциации основной магмы, а комплекс в целом, включая и ассоциирующиеся с ним интрузии, нередко отличается высокой рудопроизводящей способностью. Автор указывает далее, что источником подобных скоплений игнимбритов несомненно является уже истинная гранитная (вернее гранитоидная) «магма..., производные которой ни по составу, ни по металлогеническим особенностям, ни по геологическим особенностям образования невозможно отличить от представителей типичных плутонических серий» (Устиев, 1961, стр. 10). Автор считает подобные игнимбритовые поля примером «сложных вулкано-плутонических формаций», и, подобно Смигу и другим исследователям.

приходит к выводу, что многие из игнимбритовых толщ представляют собою прорвавшиеся на дневную поверхность плутоны.

Вопрос о генетически независимом от основного магматизма гранитоидном источнике кислых, поздне- и посторогенных вулканоплутонических формаций решается в последнее время положительно рядом исследователей с различных точек зрения. Так, по Беммелену (1963) громадные объемы кислой магмы, выброшенные при извержении игнимбритов, исключают возможность того, что кислая магма является продуктом дифференциации первоначальной базальтовой магмы. Он считает более вероятным, что это реоморфическая, частично переплавленная нижняя часть сиалической коры (батидерма).

Е. В. Быковская и В. К. Ротман (1961), характеризуя игнимбриты Советского Дальнего Востока, пишут, что чередование в составе мощных вулканогенных кислых толщ — эффузивно-интрузивных комплексов, с игнимбритами того же состава, свидетельствует об относительно неглубоком залегании магматических очагов, авторы делают вывод о связи игнимбритов с определенной стадией развития вулканической области, когда в достаточно жестком складчатом фундаменте разломы еще не проникли в подкоровое вещество, а приводили к извержению кислой магмы из очагов, находящихся в пределах коры.

Все увеличивается количество фактов, свидетельствующее не только о независимом появлении, но и о возможности параллельного существования и близко-одновременной деятельности в пределах единых структур различных магматических очагов (менее глубинных гранитоидных и андезитовых и более глубинных базальтоидных). Классическим примером подобных соотношений является третичная Атлантическая провинция (Richey, 1948), где вслед за излияниями раннетретичных базальтов в определенных зонах сформировались структуры центрального типа, связанные с кислым вулканизмом. В низах разреза продукты кислых извержений связаны с базальтами фаціальными взаимопереходами, что свидетельствует о параллельном формировании тех и других в какие-то периоды времени. Чередование во времени жерл, даек и плутонов разного состава происходило неоднократно, а последовательность такого чередования для различных комплексов была различной. Эти и ряд других фактов привели большинство исследователей к убеждению, что основные и кислые магмы были способны внедряться одновременно.

Весьма убедительные геологические доказательства одновременной активности кислых и основных магматических камер дает Уокер (Walker, 1963) при описании одного из третичных вулканов Исландии. Кроме региональных соотношений, он приводит факты существования пород, являющихся эмульсией риолитовой и базальтовой магм, а также описывает поток сложных, кисло-основных лав. Другими исследователями (Boyd, 1961; A. Hage,

1899) были описаны риолит-базальтовые серии Йеллоустона, в пределах развития которых также были установлены признаки, свидетельствующие об одновременном излиянии базальтовых и риолитовых расплавов.

Е. Б. Яковлева (1959) показала, что одной из характерных черт девонского магматизма Рудного Алтая и Центрального Казахстана является одновременное извержение липаритового и базальтового материала, по-видимому, свидетельствующее об одновременном существовании очагов магм различного состава. К близким выводам для других районов Алтая пришел Б. Н. Лапин (1963).

Таким образом, отнесение магматических пород Тетюхинского района к двум формационным рядам, различным по своим магматическим источникам, но тесно связанным в пространстве и времени согласуется с практикой изучения многих регионов.

Среди выделенных рядов андезит-липаритовый отвечает по всем своим характеристикам «андезит-гранодиоритовой группе формаций» (Кузнецов, 1962). Наряду с этим гранитную ассоциацию пород восточного Сихотэ-Алиня следует рассматривать как специфический формационный ряд, представляющий собою одну из разновидностей группы вулканоплутонических формаций. Формационные ряды такого рода возникают в периоды завершённой складчатости, в случаях, когда обычный для подобных условий тектонический режим с преобладанием разрывных нарушений и локальными проявлениями складчатости характеризуется исключительной интенсивностью. Эти особенности возможно обусловлены влиянием движений в пределах соседней, более молодой геосинклинали. Грандиозный размах вулканической деятельности таких периодов, поставляющей преимущественно кислые туфы и завершающейся внедрением относительно небольших по размерам интрузий, во много раз превышает по своим размерам магматизм геосинклинальной стадии развития соответствующих регионов. Многие исследователи считают поля кислых игнимбритов «прорвавшимися на земную поверхность плутонами»; автор на основании имеющихся фактов полагает, что описываемые эффузивно-интрузивные гранитные формационные ряды занимают в специфических условиях место формационных рядов гранитоидов батолитового типа. Для территории Восточного Сихотэ-Алиня в соответствии с «гранитным формационным рядом» следует, очевидно, выделить «андезито-дацитовый формационный ряд». В этих случаях о «формационных рядах» возможно более правильно говорить, так как, во-первых, в составе формаций принято объединять близко-одновременные образования, во-вторых, каждый из упомянутых рядов естественно распадается на характерные формации.

Остановимся на краткой характеристике типичных формаций каждого ряда.

В пределах андезито-липаритового формационного ряда выделяются две конкретные формации:

а) Андезитовая формация, включающая андезиты и подчиненные им пирокласты, а также дайки, некки и субвулканические тела диоритовых порфиров. Представители этой формации характеризуются локализацией в пределах линейных ослабленных зон; однородностью состава; переходами от зернистых разностей к породам эффузивного облика и специфическим набором элементов-примесей, характерных для основных магм.

б) Формация зоценовых липаритов в пределах описываемого участка представлена главным образом дайками и субвулканическими телами. Однако на территории восточного Сихотэ-Алиня значительным распространением пользуются и эффузивные представители этих пород. Для формации в целом характерна приуроченность магматических тел к тем же ослабленным зонам, что и предшествующие им андезиты; наличие непосредственных переходов от субвулканических тел к эффузивам; плагиоклаз-биотитовая ассоциация вкрапленников; набор аксессуарных элементов, свойственный основным магмам, и бедность летучими. Субвулканические тела, принадлежащие этой формации, не играют сколько-нибудь существенной роли в металлогении района.

В пределах «гранитного» формационного ряда для территории Сихотэ-Алиня могут быть выделены три следующие формации:

а) Формация кварцевых порфиров, включающая мощные накопления туфов соответствующего состава с подчиненными им покровами, дайками и некками. Характеризуется широким площадным распространением, изменчивостью петрографического состава и структур в пределах кислой серии пород, наличием дифференциации во времени в сторону более кислых и богатых калием пород, кварц-микроклиновой ассоциацией вкрапленников и набором аксессуарных элементов, в том числе рудных минералов, и минералов, содержащих летучие, свойственных кислым магмам.

б) Формация интрузий малых глубин («Приморские гранитоиды»). Для слагающих ее массивов характерна приуроченность к зонам глубинных разломов, нередко значительные размеры — до 3000 км² и сложный состав, в результате последовательного внедрения гибридной магмы повышенной основности, гранитной и аляскитовой магмы. Интрузии сопровождаются свитами даек первого и второго этапов.

Преобладающая глубина застывания этих интрузий около 1—1,5 км, иногда она достигает всего 0,5 км (в отличие от типичных интрузий малых глубин других регионов, которые формируются, обычно, на глубинах порядка 2—3 км). Описываемые интрузии отличаются полнокристаллическими структурами и отсутствием закалки на контактах.

в) Специфическая формация минерализованных приповерхностных интрузий характеризуется, за редкими исключениями,

небольшими размерами составляющих ее массивов (до 1 км в поперечнике), их простым составом, резко выраженными зонами закалки и характерными структурами эффузивного облика, а также, в отдельных случаях, непосредственными переходами на местности от штоков к жерловинам и дайкам эруптивного облика. Среди них преобладают кислые породы, но отмечены также гибридные образования среднего состава, хотя явления гибридизма в целом для них менее характерны. Интрузии этой формации сопровождаются той же серией даек, что и интрузии малых глубин.

Формация «минерализованных» приповерхностных интрузий обладает рядом особенностей, отличающих ее представителей от эффузивных и субвулканических аналогов и позволяющих считать ее самостоятельной. Наиболее важными из этих особенностей следующие: 1) неизмененное преобладание калия над натрием в составе наиболее кислых «минерализованных» интрузий; 2) повышенное содержание аксессуаров и элементов-примесей (в том числе рудных); 3) высокое содержание летучих и связанное с этим интенсивное развитие контактово-метасоматических процессов; 4) развитие зон гидротермально-измененных пород, в том числе вторичных кварцитов в прилегающих к интрузиям участках; 5) отсутствие прямых аналогов по химическому составу среди регионально распространенных покровов.

Выделенные формации отвечают различным этапам эволюции «гранитного» формационного ряда и проявлены в различных структурных и фациальных условиях.

Основные моменты, определяющие специфику выделенных формаций: во-первых — изменение состава первичного расплава в сторону все более кислых и обогащенных щелочами, летучими и рудными компонентами разновидностей, во-вторых, отчетливое сокращение с течением времени объемов магмы, подающихся к поверхности.

Последнее, по-видимому, обусловлено главным образом структурными причинами — уменьшением проницаемости верхних горизонтов коры, о чем свидетельствует широко проявленная в регионе закономерность связи наиболее крупных гранитных интрузий с осевыми зонами структурных швов. На удалении от осевых зон, в структурах оперения, интрузии проявлены в виде цепочек мелких тел.

Приведенные в работе факты показывают, что интрузии приповерхностных минерализованных гранит-порфиров, как по времени проявления, так и по составу, весьма близки аляскитам поздних фаз развития сложных интрузивных комплексов приморских гранитоидов, отличаясь от них еще более высоким содержанием окиси калия, летучих и рудных компонентов. Это выражается в составе элементов-примесей, в интенсивности автотематоморфических процессов и т. д.

Все эти особенности заставляют считать минерализованные интрузии приповерхностными проявлениями залегающих на глубине очагов остаточных гранитных расплавов. По-видимому, именно богатство летучими, характерное для остаточных расплавов, обусловило в какой-то мере подвижность, механическую активность магмы, способствовало ее проникновению к поверхности (а местами, как было показано, и на поверхность) в пределах слабопроницаемых в целом зон оперения структурных швов.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД РАЙОНА

Результаты изучения изверженных пород Тетюхинского района дают дополнительный материал для суждения по ряду дискуссионных вопросов генезиса пород.

О природе ранних, меланократовых фаз в составе гранитоидных комплексов. Для интрузивных комплексов Приморья характерна смена во времени пород диоритового или монцонитового типа (от габбро до гранодиоритов) нормальными гранитами и затем ультракислыми лейкократовыми гранитами (аляскитами).

Причины появления пород повышенной основности в составе гранитных комплексов Приморья в настоящее время трактуется различно, а две наиболее последовательные из предложенных гипотез — М. А. Фаворской (1953, 1956) и Э. П. Изоха (1957, 1962) являются в большой мере взаимоисключающими.

Так, по мнению М. А. Фаворской, исходной магмой при формировании таких комплексов является гранитная, а появление пород повышенной основности «является следствием процессов контаминации..., связанных с воздействием кислой магмы на основную изверженную породу. Целый ряд микроструктурных особенностей свидетельствует о том, что воздействие кислой магмы выразилось в частичном расплавлении основной породы, сохранившей в качестве реликтов оплавленные минералы и отдельные неизмененные участки с офитовой структурой». Материалом для глубинной контаминации гранитной магмы служили, по мнению М. А. Фаворской, широко распространенные в разрезе порфириты сенона.

Э. П. Изох рассматривает появление интрузий повышенной основности (самостоятельных и входящих в состав сложных интрузивных комплексов) как результат кристаллизации первичной магмы соответствующего (диоритового, монцонитового, габброидного и т. д.) состава, а отмечаемые в подобных интрузиях признаки неравновесности минералов связывает с гипабиссальными условиями застывания расплавов. При этом он полностью отрицает возможность появления ранних членов гранитоидных комплексов за счет ассимиляционного перерождения гранитной

магмы, полагая, что такое представление «...принципиально неверно. Дело в том, что эти породы не только бывают связаны переходами с нормальными габбро, но и характеризуются существенными признаками родства с основными породами: низкой железистостью фемических минералов, постоянными примесями никеля, кобальта, хрома и т. п. Особенно важно иметь в виду, что эти породы по важнейшим петро- и геохимическим признакам несопоставимы с любыми производными гранитной магмы повышенной основности, ассимиляционное происхождение которых доказано прямыми наблюдениями. Таким образом, справедливо считать диориты и кварцевые диориты производными основной магмы, изменившими свой первичный состав в сторону более кислого» (Изох, 1962, стр. 19).

Изложенные материалы по магматизму Тетюхинского района показывают, что в участках обогащения гранитов ксенолитами андезитов и диорит-порфиров самаргинской свиты происходит контаминация гранитных расплавов до состава гранодиоритовых или кварцево-диоритовых. Возникающие при этом фации гранитоидов приобретают ряд признаков основных пород: состав плагиоклазов до лабрадора, офитовые структуры, увеличение содержания примесей никеля, титана, кобальта, хрома, появление специфического комплекса аксессуарных минералов (сфена, ильменита, апатита и т. д.).

Очевидно аналогичные процессы в больших по объему магматических резервуарах и на больших глубинах могут протекать более полно и привести к появлению значительных объемов контаминированных расплавов, внедряющихся в виде самостоятельных фаз.

Материал по другим регионам, например, результаты изучения палеозойских гранитоидных комплексов Бет-пак-Дала (Коптев-Дворников и др., 1960) показывает, насколько широко проявлены в ассоциации с гранитами контаминированные породы, приобретающие все структурные, минералогические и геохимические свойства основных.

Гранитные расплавы нередко следуют теми же путями, по которым ранее поднялись к поверхности расплавы основного состава, генетически не связанные с гранитами. В зависимости от количественных соотношений тех и других, в эродированных в настоящее время камерах мы наблюдаем, в одном случае, массивы основного состава с незначительными инъекциями гранитов (Николаевский), в других — гранитные массивы, в которых отмечены реликты андезитовых даек-ксенолитов (Араратский). Переходные по составу разности пород имеют место в обоих случаях, причем в первом они обязаны своим появлением послегранитному метасоматозу, во втором — местной контаминации гранитов. Можно представить, что длительное соприкосновение гранитного расплава и застывшим ранее диоритом или габбро приводит к частичному переплав-

лению и ассимиляции последнего. В результате возникают большие объемы контаминированных пород с сохранившимися среди них реликтами основных — более ранних, независимых от гранитов образований. Примерами соотношений последнего типа могут служить массив 27-го ключа п, по-видимому, описанная М. А. Фаворской (1956) Мутухинская интрузия.

Независимость расплавов андезитов и гранитов в рассматриваемом случае устанавливается вполне отчетливо уже по одному тому, что их эффузивные проявления, приуроченные к различным структурам, близко-одновременны.

Как следует из изложенного, причины появления пород повышенной основности в составе гранитоидных комплексов различны, и к числу их должны быть отнесены как явления глубинной контаминации гранитной магмы, так и факты пространственного совмещения в камерах застывания генетически независимых образований — более ранних, основных, и более поздних — гранитных. Необходимо отметить, что эти явления тесно взаимосвязаны. Как показывают проведенные нами наблюдения, фации или самостоятельные фазы контаминированных гранитоидов особенно широко проявлены там, где граниты приурочены к участкам развития предшествовавших им самаргинских андезитов (массив 27-го ключа, Тавайза).

Изучение показало, что в рассматриваемой нами зоне Восточного структурного шва решающая роль в формировании пород повышенной основности в составе интрузивных комплексов принадлежит процессам гибридизма. Это определяется особенностями геологического развития зоны, в которой на ранних этапах, в верхнемеловое-третичное время, происходили огромные по масштабам извержения кислых магм, а формирование основных магм в это же время было приурочено к менее протяженным, хотя и более глубинным, локальным структурам, преимущественно секущим по отношению к простиранию зоны в целом. В связи с этим, в области Восточного шва преобладают крупные массивы гранитного состава, в которых породы повышенной основности имеют гибридное происхождение, по объему резко подчинены гранитам (а в некоторых массивах практически отсутствуют) и образуют чаще фациальные разновидности, чем обособленные фазы. В составе последних известны реликтовые участки более ранних основных пород несомненно негранитного генезиса (габбро в центральной части массива Мутухе).

О послегранитных дайках порфириров района. Проблема генезиса послегранитных даек порфириров — одна из самых дискуссионных в современной петрологии, особенно остро стоит перед исследователями Приморья, где с этими дайками тесно связана основная масса оловянных и полиметаллических руд. К настоящему времени общепринятое решение вопроса отсутствует. Среди существующих гипотез наиболее часто используются две — одна,

традиционная, трактующая послегранитные меланократовые дайки как породы, генетически связанные с гранитами и завершающие формирование гранитоидных интрузивных комплексов, и вторая, разработанная В. С. Соболевым, в которой эти дайки рассматриваются как производные независимых базальтовых очагов, а специфика вещественного состава связывается с влиянием тех гранитных масс, через которые базальтовые дайки проходят на пути к поверхности. В приложении к приморскому материалу вторая гипотеза была разработана Ф. К. Шипулиным и Э. П. Изохом.

Вкратце точка зрения Ф. К. Шипулина сводится к тому, что очаги магмы, давшие «малые интрузии», образуются при взаимодействии гранитоидных масс, образовавшихся при частичном застывании глубинного очага, с проникавшими в эти граниты из еще более глубинных частей земной коры небольшими порциями основной магмы.

Э. П. Изох (1958) также считает, что меланократовые дайки генетически независимы, они зарождаются в базальтовых слоях земной коры и проникают в остывшие гранитные массивы, где циркуляция гранитных постмагматических растворов вызывает специфические изменения их вещественного состава.

К иным выводам пришла М. А. Фаворская, которая рассматривает послегранитные меланократовые дайки — дериваты интрузий как закономерные члены эволюции гранитоидных интрузивных комплексов. Причины подобной закономерности она определяет следующим образом: «Принимая во внимание общее направление развития интрузивного процесса от основных разностей пород к более кислым, появление на поздних его стадиях даек основного состава следует, по-видимому, связывать с повышенной способностью к ассимиляции богатого летучими кислого остаточного расплава. Возникновение гибридных магм происходит, возможно, в отдельных изолированных участках остывающего очага, в то время как в других его частях, оставшихся незагрязненными, сохраняется кислая и богатая щелочами магма, дающая начало дайкам и поздним штокам гранит-порфиров» (Фаворская, 1957, стр. 8).

Из приведенных в работе материалов по магматизму Тетюхинского района видно, что послегранитные меланократовые дайки района заметно отличаются по химизму от разновозрастных с ними, регионально распространенных эоценовых базальтов (кузнецовских) повышенной щелочностью, а главным образом направлением эволюции. Для тесно сближенных во времени генераций послегранитных даек установлено, что эволюция их направлена в сторону образования все более основных и щелочных разностей, в то время как кузнецовские базальты, следуя общей закономерности развития щелочноземельных магматических серий, эволюционируют в сторону более кислых разностей.

Группы послегранитных меланократовых даек, обособленные в пространстве в виде небольших полей, как правило ассоциированы в пределах таких полей с мелкими интрузиями ультракислого состава — представителями последних фаз гранитных комплексов. Меланократовые дайки каждого поля обладают некоторой спецификой химизма, отличающей их от подобных даек других полей. По-видимому, их особенности, хотя бы частично, связаны с историей становления расплавов в промежуточных по глубине интрузивных камерах. Эта связь более отчетлива в тех случаях, когда особенности развития локальных камер приводят к формированию пород, экзотических для района в целом. Ярким примером таких соотношений является Ахобинский гранитный комплекс, с последними этапами развития которого связаны дайки типа кварцевых диорит-порфириров, сиенит-порфириров и т. д., сопоставимые с гранитоидами ранней фазы этого комплекса во многих деталях минералогического состава. На примере Ахобинской дифференцированной дайки отчетливо видно, как аналогичные меланократовые породы появляются в процессе дифференциации на месте (или вблизи камеры застывания) контаминированного расплава гранит-порфира.

Все сказанное не позволяет рассматривать меланократовые послегранитные дайки иначе как закономерную, четвертую (в схеме) фазу развития гранитоидных комплексов, как это принято большинством исследователей и, в частности, для Приморья — М. А. Фаворский (Фаворская, 1956). И напротив, по-видимому, нет оснований сопоставлять их с регионально развитыми базальтами.

В Приморье давно было отмечено, что наибольшее развитие послегранитных меланократовых даек характерно для тех интрузивных комплексов, в которых широко проявлены ранние фазы повышенной основности. Это легло в основу представления о так называемых полных и неполных интрузивных комплексах. Авторы (Ицкисон, 1958; Материков, 1959; Изох, 1962) отмечали связь неполных, чисто гранитных комплексов, с зонами структурных швов. Интрузии такого же возраста, но развитые в удалении от зон структурных швов представлены более разнообразной гаммой пород — от диоритов и гранодиоритов, через граниты и аляскиты до серий меланократовых даек. Интрузивные тела в подобных структурах оперения ничтожны по размерам, по-видимому, из-за ограниченной проницаемости верхних участков коры на этих площадях. Такие соотношения привели М. П. Материкова к выводу, на наш взгляд, вполне обоснованному, что более полно процессы дифференциации и гибридизма протекали в магматических камерах, для которых сообщение с поверхностью было затруднено, в то время как в «открытых» зонах структурных швов произошло быстрое внедрение крупных масс исходной гранитной магмы.

Специфической проблемой является глубина застывания даек порфириров. Г. Д. Афанасьев (1958), давая общую характеристику жильным меланократовым породам, подчеркнул, что они обладают зернистой или порфировой структурой, в отличие от даек — подводящих каналов эффузивных формаций.

Однако в Приморье, где третичные граниты представлены гипабиссальными, а чаще даже приповерхностными образованиями, меланократовые послегранитные дайки нередко образуют зоны закалки в массивах гранитов или характеризуются, особенно в краевых частях, неполнокристаллическими и стекловатыми структурами. Все это несомненно увеличивает трудности подразделения комплексов темных даек на дериваты интрузий и корни или субвулканические аналоги эффузивов. Выход из подобных трудностей — в анализе пространственного размещения различных типов даек (отсутствие или наличие связи с выходами гранитов, или надинтрузивными зонами и т. д.), а также в детальном изучении и сопоставлении минерального состава и структур.

О МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКАХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Результаты проведенных исследований позволяют рассмотреть вопрос об источниках развитого в районе полиметаллического оруденения.

По возрасту оруденение моложе всех известных на изученной площади магматических образований, за исключением небольшой группы меланократовых даек. Размещение месторождений и рудопроявлений района, как упоминалось, в основном подчиняется структурному и литологическому контролю. Однако весьма существенны и такие закономерности, как тесная пространственная связь рудопроявлений с гранитоидами.

На всех рассмотренных участках как интрузивные, так и рудные образования (гидротермальные жилы, вкрапленные руды) сосредоточены в пределах единых узких зон, измеряемых первыми километрами.

На Ахобинском месторождении установлено, что жильные магматические тела и рудные жилы имеют падение к общему «центру», в пределах которого располагается шток гранодиорит-порфиоров. Интрузивные тела буквально «пропитаны» гидротермальными рудными минералами, не только приуроченными к эндоконтактам и участкам дробления интрузий (Довгалецкий шток), но и распределенными в пределах интрузивных тел равномерно, местами даже вне видимой связи с трещинами (Ахобинский, Монастырский участки). Эти факты свидетельствуют о том, что длительное время существовали единые пути, по которым поступали к поверхности вначале магматические, а затем рудные образования.

Для высокотемпературных рудопроявлений наиболее обычна связь с гранит-порфирами поздней интрузивной фазы. Тот факт, что обильная вкрапленность сульфидов полиметаллов наблюдается в гранит-порфирах повсеместно, даже в тех случаях, когда выходы их значительно удалены от известных рудопроявлений (штоки кл. Контактного, пади Заветной, дайки верховьев р. Ахобэ), заставляет считать, что связь рудопроявлений с этими гранитными телами не является чисто пространственной.

Генетический характер связи с гранит-порфирами относительно наиболее высокотемпературных кварц-молибденитовых образований устанавливается по таким признакам, как исключительная приуроченность их к экзо- и эндоконтактам штоков гранит-порфиров (Довгалецкий шток) и гранодиорит-порфиров (Ахобинский шток), и наблюдавшиеся переходы аплитовых прожилков, обособляющихся в эндоконтакте массива, в кварцевые прожилки с молибденитом. В гораздо большей степени Pb, Zn, Ag, Mo и Sn накапливались в остаточном ультракислом расплаве, что, в частности, проявлено в обильной постмагматической минерализации в пределах конкретных тел гранит-порфиров.

Результаты геохимического изучения пород и руд позволяют более полно охарактеризовать связи оруденения с гранитоидами района. Установлено, что первичные рудные примеси в гранитных расплавах, представленные, в частности, Pb, Zn, Ag, Mo, Sn, являются общими для пород и для руд и, более того, количественные соотношения главных примесей в породах и рудах связаны прямой пропорциональностью. Указанные элементы, общие для изверженных пород и руд района, в кислых изверженных породах являются первичной акцессорной примесью, причем в гранитоидах при ничтожных содержаниях этих элементов количественные их соотношения близки соотношениям в рудах. Так, для ведущих элементов руд — Pb и Zn — фоновые содержания в кислых изверженных породах превышают кларк, в то время как Sn и Mo и в полиметаллических рудах, и в изверженных породах представлены незначительными по содержанию примесями. Закономерности распределения рудных примесей в пороодообразующих минералах гранитоидов свидетельствуют как о наличии этих примесей в исходном магматическом расплаве, так и об отчетливой тенденции к накоплению их в постмагматическом остатке.

Своеобразным «мостиком» между полиметаллическими рудопроявлениями и гранитами района может служить Mo, образующий постоянную примесь в полиметаллических рудах, с одной стороны, и проявленный в виде высокотемпературной кварц-молибденитовой минерализации в генетической связи с конкретными телами гранит-порфиров и их разновидностей — с другой. Не менее интересен в этом отношении В — элемент, имеющий, как показано, гранитный источник; элемент накапливается в процессе

эволюции гранитных расплавов и является постоянным спутником всех полиметаллических рудопроявлений района.

Все сказанное заставляет, по-видимому, с достаточным основанием считать развитие в Тетюхинском районе полиметаллическое оруденение продуктов остаточных очагов длительно эволюционировавших гранитоидных магматических расплавов, производными которых на ранних стадиях развития явились мощные толщи кварцевых порфиров ольгинской серии и их субвулканические аналоги, а на поздних — интрузии минерализованных гранитов, меланократовые послегранитные дайки и оруденение. Соотношения, которые установлены для вскрытых на современном эрозивном срезе небольших интрузивных тел (постоянное присутствие в исходных гранитных расплавах свинца и цинка при незначительной примеси олова и молибдена, накопление главных рудных примесей на поздних стадиях кристаллизации пород, повышенная минерализация эндоконтактов, обособление различных элементов на различных стадиях эволюции магматического очага, развитие местной специализации на молибден в пределах конкретных интрузивных тел и т. д.), можно рассматривать как «модель» значительно больших по масштабу процессов дифференциации и обособления рудного вещества в более глубоко расположенных и обширных гранитоидных очагах.

Таким образом, представление о парагенетической связи полиметаллического оруденения с гранитными очагами определенного типа получает логическое обоснование.

Представление о гранитном источнике свинцово-цинковых руд давно и устойчиво распространено среди геологов в других регионах. Одним из оснований для создания такого представления послужило зональное строение рудных полей по отношению к интрузивным массивам в ряде классических рудных районов (Корнуэлл, Бипгем, Уайт-Пайп, Ю. Аппалачи, Тинтик, Рудные Горы и др.). В последнее время американские геологи считают, что даже месторождения вкрапленных галенитовых руд типа Миссисипи-Миссури гораздо теснее связаны с магматическими петочниками, чем это считалось ранее. Интрузии, с которыми связано полиметаллическое оруденение, одни авторы считают кислыми (Крейтер, 1937), другие — умереннокислыми (Магакьян, 1952), третьи — просто говорят о сложных гранодиорит-гранитовых комплексах (Смирнов, 1954). Однако в ряде районов, где было произведено более детальное изучение вопроса о магматическом контроле полиметаллических месторождений, возникли представления об ультракислом, аляскитовом составе рудоносных интрузий.

Например, В. И. Смирнов (1944) считает, что в Тянь-Шане полиметаллическое оруденение связано с аляскитами и порфировидными гранитами, представляющими последнюю фазу эволюции поздневарисских магматических комплексов. Вывод основан

на том, что в Таласском районе гидротермальные полиметаллические и арсенопирит-пирротиновые месторождения образуют эффективные концентры вокруг штоков нормальных и кислых микроклиновых гранитов, а в Гиссарском хребте граниты с местными отклонениями до адамеллитов и аляскитов сопровождаются многочисленными мелкими полиметаллическими рудопоявлениями. В Чаткальском районе аляскитовые тела, конечные члены позднегерцинской интрузии, сопровождаются полиметаллическими и, реже, вольфрамит-касситеритовыми месторождениями. Связь полиметаллов с аляскитами здесь подтверждается тем, что в западной части района месторождения залегают в верхнепалеозойской порфирито-туфовой толще, которая порвана аляскитами, но перекрывает граптодиориты предшествующей фазы.

В Кунгейском районе с аляскитовыми породами связано крупное полиметаллическое месторождение Актюз. По данным В. А. Невского (1958), полиметаллические месторождения Актюзского рудного поля располагаются в сателлитовых куполах массива аляскитовых гранитов, под трубами взрыва, и обладают резко выраженной горизонтальной и вертикальной зональностью по отношению к кровле материнской интрузии. Полиметаллическая минерализация тесно связана во времени с внедрением граптофировых штоков и жильных аплитов, сиецит-аплитов и альбитов.

Р. А. Баратов и Н. А. Блохина (1957) связывают с порфировидными гранитами — последними интрузивными членами верхнепалеозойского комплекса — непромышленное полиметаллическое оруденение в бассейне р. Кафандар (Гиссарский хребет). В то же время ими отмечено, что на северном склоне Гиссарского хребта, где скарпы связаны с граптодиоритами и кварцевыми диоритами более ранних фаз, имеется вольфрамовое, оловянное и мышьяковое оруденение, а полиметаллическое оруденение отсутствует.

С. Д. Туровский (1954), изучив распределение аксессуарного самородного свинца в изверженных породах Северной Киргизии, отмечал, что самородный свинец очень характерен для этих пород, причем оказывается наиболее распространенным в наиболее молодых варисских породах, а среди них в аляскитах. Аляскиты из рудных районов отличаются повышенными концентрациями самородного свинца, который не может быть наложенным, так как в самих полиметаллических месторождениях самородный свинец отсутствует. Автор делает вывод о первичном обогащении варисских магм свинцом, с тенденцией к его накоплению в наиболее кислых поздних дифференциатах.

По Ж. Пуссену (1951), в пределах рудного поля Мпанда (Западная Танганьика) галенит-халькопиритовые жилы генетически связаны с аляскитовыми гранитами позднеархейского возраста.

Необходимо остановиться на том, в какой мере изложенные в настоящей работе факты и закономерности согласуются с общими представлениями о связи оруденения и магматизма в Приморье. Эти представления возникли в результате работ С. С. Смирнова, Я. Д. Готмана, М. А. Фаворской, Е. А. Радкевич, Ф. К. Шипулина, М. Г. Руб, М. П. Материкова, М. И. Ициксона, Э. П. Изоха, Н. И. Говорова, автора и ряда других исследователей. Представления о металлогенической роли третичных гранитоидов восточного склона Сихотэ-Алиня наиболее широко отражены в работах М. А. Фаворской, М. П. Материкова и Э. П. Изоха.

В основу представлений М. А. Фаворской о связи оруденения с магматизмом в пределах восточного Сихотэ-Алиня легли два основных положения, развиваемых ею последовательно в течение ряда лет.

1. Главная масса оловянного и полиметаллического оруденения представляет собою продукт закономерного развития магматического очага, более ранними дифференциатами которого являются породы, входящие в состав сложных гранитоидных комплексов палеогена.

2. Серии даек, широко распространенных в пределах большинства рудных полей, также связаны с этим очагом и занимают в процессе его эволюции определенное место. Наряду с этим, среди даек могут быть выделены корни эффузивов, связь которых с оруденением является чисто структурной.

Некоторые обобщения, подводящие итог десятилетним исследованиям в этой области, были изложены М. А. Фаворской в 1955 г. в статье «О связи оловянного оруденения с магматизмом» и в 1956 г. в монографии по верхнемеловому и кайнозойскому магматизму Сихотэ-Алиня. В заключении к упомянутой статье она писала (Фаворская, 1955, стр. 28—29): «Господствовавшее до настоящего времени представление о двух принципиально различных типах оловоносных интрузий — аляскитовых гранитах и интрузиях повышенной основности — является ошибочным. В действительности, интрузии отмеченного состава представляют собою отдельные члены, закономерно возникающие в процессе формирования сложных интрузивных комплексов, обусловленном явлениями контаминации и последующей дифференциации магмы и направленном от более основных к более кислым разностям пород. Процессы ассимиляции и дифференциации являются также причиной накопления и последовательного выделения рудных компонентов.

Подобно интрузиям различного состава, кварц-касситеритовая и касситерито-сульфидная формации оловянного оруденения не могут быть резко противопоставлены друг другу, так как являются различными стадиями единого магматического процесса и занимают вполне определенное место в развитии сложных интрузивных комплексов». Наличие среди месторождений восточного

Сихотэ-Алиня переходных типов от касситерито-сульфидных к существенно полиметаллическим позволило М. А. Фаворской в дальнейшем перенести приведенные выводы также и на эти последние. Дальнейшим этапом исследований М. А. Фаворской явилось более детальное изучение даек рудных полей различных месторождений.

В статье «О взаимоотношении оловянного и полиметаллического оруденения с дайками в Южном Приморье» (1957) М. А. Фаворская приходит к заключению, что существующая наряду с дайками — корнями эффузивов, группа даек, связанных с оруденением единством магматического очага, по характеру этой связи и по составу может быть, в свою очередь, подразделена на две подгруппы. Первая из них, более ранняя, включает дайки кислого состава и является конечным продуктом последовательной эволюции гранитного расплава, сопровождающейся в первую очередь повышением содержания кремнекислоты и окиси калия, а также некоторых рудных компонентов. Вторая подгруппа представлена более поздними дайками среднего и основного состава и включает несколько их генераций. В этой статье, пожалуй впервые для рудных районов Приморья, было уделено значительное внимание дайкам кислого состава. По данным автора, они одинаково характерны как для оловянного, так и для полиметаллического оруденения, но играют в этих случаях различную роль. Оловянное оруденение, представленное кварц-касситеритовым и грейзеновым типами, непосредственно следует во времени за кислыми дайками. В то же время полиметаллическое оруденение в большинстве случаев отделено по времени формирования от кислых даек этапом вторжения даек более основного состава, принадлежащих ко второй подгруппе. Таким образом, в ходе эволюции обогащенной рудными элементами кислой магмы отщеплению рудных эманаций здесь предшествовало резкое изменение химизма магматического расплава, с чем связано появление послегранитных меланократовых даек.

М. Г. Руб, в результате изучения палеозойских и мезозойских рудоносных магматических комплексов Приморья убедительно показала, что различные по составу рудопроявления Zn, Pb, Sn образуют единый генетический ряд и имеют гранитный источник, причем отделение рудных растворов в процессе развития магматического комплекса происходит неоднократно, но главная их масса следует после внедрения наиболее поздних, кислых по составу магматических образований и меланократовых даек.

На первое Всесоюзное совещание по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса осенью 1960 г. во Владивостоке М. А. Фаворской, Е. А. Доломановой, М. Г. Руб и автором был представлен совместный доклад на тему о связи оруденения с магматизмом в пределах советской части Тихоокеанского рудного пояса. Сопоставляя основные особенности развития взаимосвязанных магматического и рудного процессов на территориях Приморья,

Забайкалья и Мяочанского района Хабаровского края, авторы доклада пришли к заключению о их значительном сходстве. В докладе, в частности, было отмечено, что с конкретными интрузивными телами как типабиссального, так и субвулканического типа генетически связаны только высокотемпературные рудопрооявления кварцево-редкометалльной формации, и незначительные по масштабу рудопрооявления переходных к более низкотемпературным типов, в то время как основная масса сульфидно-касситеритового и полиметаллического оруденения поступает из корневых частей гранитоидных очагов.

Э. П. Изох (1962) также связывает все рудные формации Приморья с разновозрастными гранитоидными комплексами, и притом именно с наиболее поздними, ультракислыми их членами. При этом автор подчеркивает ненужность противопоставления, с точки зрения металлогенической роли, «конкретных» — видимых в современном срезе, интрузивов и «корневых» очагов, считая, что подобные «очаги» от обычных интрузий отличаются лишь тем, что они не вскрыты эрозией.

Весьма интересно развитие подобных представлений М. П. Материковым (1959, 1960), рассмотревшим связи масштабов и состава рудопрооявлений с расстоянием от источника рудных растворов.

М. П. Материков подразделил сульфидно-касситеритовые месторождения Приморья на два типа. В одном случае это — небольшие обычно непромышленные рудопрооявления, располагающиеся в экзоконтактах вскрытых гранитных массивов (в то время, как в пределах самих массивов располагаются кварц-касситеритовые рудопрооявления).

Другой тип представлен касситерит-сульфидными жилами с вертикальным протяжением в несколько сотен метров, располагающимися в единых структурах с небольшими интрузивными телами и дайками, и связанными с ними единством магматического очага.

М. П. Материков считает, что поскольку доказана генетическая связь сульфидно-касситеритовых месторождений первого типа с гранитоидными массивами, в эволюции которых несомненно большую роль играли процессы гибридизма, то естественно связывать касситерит-сульфидное оруденение второго типа с аналогичными очагами гранитной магмы, испытывавшей процессы гибридизма, но очагами более крупными, расположенными на большей глубине, в условиях более длительной и полной дифференциации.

Как ясно из приведенных материалов по Тетюхинскому району, аналогичные соотношения наблюдаются для полиметаллических рудопрооявлений. Одни из них, представленные рассеянной вкрапленностью, генетически связаны с гранит-порфирами, другие — в виде протяженных по вертикали рудных тел контролируются зонами нарушений, в пределах которых они ассоциирова-

ны с мелкими интрузиями упомянутых гранит-порфиров и с сериями меланократовых даек.

Как было показано, есть все основания рассматривать минерализованные гранит-порфиры и послегранитные дайки порфиритов как индикаторы более глубоко залегающих дифференцированных рудоносных магматических масс, а зоны развития этих пород — как продуктивные «надинтрузивные» зоны. При пересечении или совмещении надинтрузивных зон, трассированных интрузиями минерализованных гранит-порфиров, с участками локализации субвулканических тел более древних андезитов возникают благоприятные структурные условия для локализации полиметаллических руд (участки Николаевский, Ахобинский).

Отсюда возникают и определенные практические рекомендации. Как уже отмечалось, вдоль р. Ахобэ протягивается субмеридиональная зона развития минерализованных гранит-порфиров. В верховьях р. Ахобэ, между устьями ключей Контактного и Лучистого, интрузии этой группы (штоки кл. Контактного, пади Заветной, ряд даек гранит-порфиров) сопровождаются ореолами рассеяния свинца, цинка, олова и ряда других элементов, причем содержания этих элементов не уступают таковым в первичных ореолах ряда известных рудных тел. Размещение указанных интрузий гранит-порфиров связано с длительно существующими нарушениями (так, гранит-порфиры кл. Контактного приурочены к отрезку меридиональной зоны, контролирующей размещение экструзий ранневерхнемеловых микроклиновых порфиров и палеогеновых (?) андезито-дацитов и андезитов.

Таким образом, этот участок верховьев р. Ахобэ с точки зрения магматического и структурного контроля оруденения мог бы считаться весьма интересным. Перспективы участка резко снижаются из-за неблагоприятно литологической обстановки (близость к центрам извержения и отсюда предположение о значительной мощности покровов верхнемеловых эффузивов, отсутствие горизонтов известняков среди осадочных отложений). Однако указанная меридиональная зона на своем северном продолжении, в бассейне р. Б. Синанча, пересекает неглубоко залегающие горизонты известняков (участок Кирилловский), где неоднократно возобновлялась разведка рудопоявлений полиметаллов. Отмеченное сочетание благоприятных магматических и литологических факторов позволяет относить участок Кирилловский к числу перспективных.

За пределами рассматриваемого района должны привлечь внимание все участки пересечения зон, контролирующих распространение минерализованных гранит-порфиров (в частности, протяженной субширотной Неждановской зоны), с зонами развития субвулканических тел палеогеновых андезитов и плагиолипаритов, с одной стороны, и с участками развития известняков, — с другой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение кратко резюмируем основные из сделанных выводов.

1. В результате изучения магматизма Тетюхинского района выделены и охарактеризованы специфические формации вулканоплутонического типа, характерные для периодов завершенной складчатости некоторых регионов.

2. Установлена принадлежность магматических образований района к двум типам вулканоплутонических ассоциаций (формационным рядам), условно названным «андезит-липаритовой» и «гранитной». Разделение пород на две указанные группы подтверждается всеми особенностями вещественного состава и геологической позиции соответствующих образований, а близко-одновременное формирование пород, принадлежащих к двум различным формационным рядам, доказывается геологическими фактами. Отсюда возникает представление о двух параллельно действовавших, расположенных на различной глубине магматических очагах — гранитоидном и андезитовом.

3. Наибольший интерес, как в петрогенетическом, так и в металлогенетическом отношении, представляют образования «гранитного» ряда, имеющие своим источником очаг кислых расплавов. Эффузивные члены этого ряда (серия верхнемеловых-палеогеновых ольгинских кварцевых порфиров) представлены мощными и распространенными на больших площадях накоплениями кислых туфов, с подчиненными им лавами, некками и субвулканическими телами. Формации такого типа в районах с особенно напряженной тектонической обстановкой играют, по-видимому, ту же роль, что и посторогенные интрузивные комплексы батолитового типа в ряде других хорошо изученных регионов.

4. Собственно интрузивные формации «гранитного» ряда представлены, с одной стороны, интрузиями малых глубин, с другой — приповерхностными «минерализованными» интрузиями. В первую группу входят сложные интрузивные массивы, включающие в возрастной последовательности гибридные породы повышенной основности, нормальные и аляскитовые граниты, во вторую группу — многочисленные приповерхностные интрузии, отличающиеся широкими контактными ореолами и специфическим составом,

свидетельствующим о богатстве их магмы летучими и рудными компонентами. Интрузии обеих отмеченных групп связаны между собою единством происхождения, причем представители второй группы образуются в результате проникновения в приповерхностную зону остаточных аляскитовых расплавов, а распространение их как бы трассирует криптобатолитовые надинтрузивные зоны.

5. Породы, входящие в состав андезито-базальтового ряда в отличие от «гранитной» серии, имеющей на территории Восточного шва площадное распространение, локализируются в пределах узких ослабленных зон, отличающихся, несмотря на значительную глубину заложения, протяженностью порядка всего нескольких десятков километров.

6. Гранитоидные очаги являются источником распространенного в районе полиметаллического оруденения. Магматический контроль оруденения определяется наличием надинтрузивных зон, а структурный контроль в значительной мере — присутствием глубоких расколов, вмещающих породы андезито-липаритовой ассоциации и служащих путями для рудоносных растворов.

7. Предполагается, что очаги гранитоидной магмы испытывали длительную эволюцию, развиваясь от верхов мела до эоцена, причем отделение рудных растворов представляло собою конечный этап этой эволюции.

Данные о том, что развитие гранитоидных магматических очагов от момента их возникновения и проявлений в эффузивной форме до момента отщепления главной массы рудоносных растворов может быть весьма длительным и растягиваться на целые геологические периоды, имеют общий интерес и, по-видимому, во всех случаях должны учитываться при обсуждении вопроса о магматических источниках различных типов гидротермального оруденения. Так, например, при поисках магматических источников средне- и низкотемпературных типов оруденения критерий близости магматических пород и руд во времени не должен использоваться без детального анализа вещественного состава и генетической принадлежности этих магматических пород.

8. В тесной связи с изложенным находятся и представления о возможности параллельного развития различных серий магматических пород даже на незначительно удаленных площадях. Полученные материалы позволили установить, что в некоторых случаях к началу нового магматического цикла эволюция магматических очагов предыдущего цикла не заканчивается полностью, а последние этапы ее (включая рудообразование) во времени совпадают с развитием магматизма нового цикла.

Представляется, что с этих позиций в некоторых случаях возможно будет легче найти причины сложных соотношений основных и кислых пород на отдельных участках, чем рассматривая подобные соотношения как следствие частой смены магматических циклов.

И, наконец, следующее. В настоящей работе изложены результаты первого специального исследования изверженных пород района. Результаты изучения позволили до-новому рассмотреть ряд вопросов эволюции магматизма подобных областей. Однако работа имеет заметные пробелы, а многие положения требуют более точных доказательств или нуждаются в дальнейшей проверке. Среди главных направлений будущих исследований в регионе необходимо, по-видимому, отметить такие, как:

а) Детальное картирование полей эффузивов как внутри площадей однородных пород с целью выявления древних вулканических аппаратов, так и на границах полей различного состава для точного обоснования их возрастных соотношений.

б) Создание региональной геохимической характеристики изверженных пород на базе количественных анализов, статистически обработанных. Вычисление региональных кларков важнейших элементов.

в) Выделение внутри крупных структурно-фациальных зон локальных структур и блоков со специфическими типами магматизма и металлогении. Эта задача требует, прежде всего, тесного содружества петрографов и геофизиков.

г) Дальнейшая разработка критериев подразделения кислых и основных пород различного генезиса в связи с выводом о их различной металлогенической роли.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. Магматические комплексы и геологическое картирование.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.
- Афанасьев Г. Д. О жильных меланократовых породах на примере некоторых районов СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1958.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Баратов Р. Б., Блохина И. А. Скарново-рудные образования южного склона Гиссарского хребта.— Труды Ин-та геологии Таджикской ССР, вып. 2, 1957.
- Барсуков В. Л. Распределение олова в гранитоидных породах.— Докл. АН СССР, т. 109, № 3, 1956.
- Беляевский Н. А. Сихотэ-Алинская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3, Гостеолтехиздат, 1958.
- Беляевский Н. А. Палеозойский этап развития Сихотэ-Алиня и южного Приморья.— Советская геология, 1962, № 7.
- Беммелен Р. В. Вулканология и геология игнимбритов Индонезии, Северной Италии и США. В кн.: «Проблемы палеовулканизма», ИЛ, 1963.
- Берснев И. И. Схема стратиграфии вулканогенных толщ верхнего мела-кайнозоя Сихотэ-Алиня. В кн.: «Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока». Хабаровск, 1956.
- Берснев И. И. О тектоническом районировании Приморья. Сообщения Дальневосточного филиала СО АН СССР, вып. 10, 1959.
- Бернштейн П. С. Материалы к петрологии Сихотэ-Алиня.— Труды Дальневосточного геол. треста, вып. 39, 1936.
- Бочвар А. А. Исследование механизма и кинетики кристаллизации сплавов эвтектического типа. М.—Л., Гл. изд-во лит. по цветным металлам, 1935.
- Городаев Ю. С. Месторождения правобережной части Тетюхинского рудного поля. В кн.: «Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья».— Труды ИГЕМ, вып. 34, 1960.
- Быковская Е. В. Петрохимические особенности мезозойских и кайнозойских вулканических пород восточного склона Южного Сихотэ-Алиня.— Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 89, вып. 2, 1960.
- Быковская Е. В. К вопросу выделения прибрежной полосы развития вулканических пород Сихотэ-Алиня в самостоятельную структурную зону.— Труды ВСЕГЕИ, 1962.
- Быковская Е. В., Подгорная Н. С. Стратиграфия и петрология верхнемеловых и третичных вулканогенных образований Ольга-Тетюхинского района. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 17, 1959.
- Быковская Е. В., Ротман В. К. Геологическая позиция игнимбритов различных вулканических зон Дальнего Востока.— Труды Лаборатории вулканологии, 20, 1961.

- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— *Геохимия*, 1962, № 7.
- Власов Г. М. История кайнозойского вулканизма Тихоокеанских окраин СССР.— *Труды XX Междунар. геол. конгр.*, т. 2, Мехико, 1957.
- Волярович Г. П., Скороход В. З. Краткий геологический очерк южной области Сихотэ-Алиня.— *Труды Дальневосточного геол.-разв. треста*, вып. 65, 1935.
- Волярович Г. П. Основные фазы складчатости Дальневосточного края. XVII сессия 1937 г. Междунар. геол. конгр., 1939.
- Готман Я. Д. К вопросу об оловоносных интрузиях Приморья.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 6, 1943.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1960.
- Ивантишин М. П. О связи оруденения южной части ДВК с геохимическими тектоническими и магматическими процессами.— *Вестн. Дальневосточного филиала СО АН СССР*, 1938, № 31.
- Иванов Б. А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня.— *Советская геология*, 1960, № 10.
- Иванов Б. А. Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоники Южного Сихотэ-Алиня. Иркутск, 1961.
- Изох Э. П. Послегранитовые дайки, их происхождение и отношение к постмагматическому оруденению.— *Советская геология*, 1958, № 10.
- Изох Э. П. Происхождение и металлогеническая специализация щелочноземельных серий интрузий. Геология и геофизика, 8, 1962.
- Изох Э. П., Колмак Л. М. и др. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения.— *Труды ВСЕГЕИ, новая серия*, вып. 21, 1957.
- Ицксон Г. В. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Л., 1959.
- Ицксон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Д. В. В кн.: «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.
- Князь В. А. О некоторых закономерностях формирования даек порфиров в гранитном массиве Тапайза.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 1, 1957.
- Князь В. А. Об опыте применения метода окрашивания калишпатов в шлифах.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 3, 1960.
- Князь В. А. О некоторых туфолавках Тетюхинского района.— *Труды Лаборатории вулканологии*, вып. 20, 1961.
- Коптев-Дворников В. С. О геологических условиях развития явлений дифференциации в гранитных интрузивах формации малых глубин.— *Советская геология*, 1961, № 1.
- Коптев-Дворников В. В. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бек-Пак-Дала, Изд-во АН СССР, 1960.
- Крейтер В. М., Смирнов В. И. Полиметаллические месторождения Средней Азии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока, М.— Л., Гос. научн.-техн. геол.-разв. изд-во, 1932.
- Кропоткин П. П., Шахварстова К. А., Салун С. А. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Советского Дальнего Востока. В кн.: «Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья», 1953.
- Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.— *Геология и геофизика*, 1962, № 10.
- Лапин Б. П. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая.— *Труды ИГГ СО АН*, вып. 13, 1963.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— *Труды ИГЭМ*, вып. 78, 1962.

- Материков М. П. 1. Структурно-металлогенические зоны и некоторые геологические особенности оловорудных месторождений Приморья. Минеральное сырье, вып. 1, 1960.
- Материков М. П. 2. О некоторых различиях в формах связи касситерит-сульфидного оруденения с интрузиями. Кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Госгеолтехиздат, 1960.
- Материков М. П., Павловский А. Б. К вопросу о магматических источниках оруденения и об относительной глубине формирования месторождений касситерит-кварцевой и касситерито-сульфидной формаций.— Советская геология, 9, 1959.
- Магакьян И. Г. О металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Зап. Всес. Мин. общ-ва, ч. 81, № 3, 1952.
- Навский В. А. Структурно-геологическое положение слепых рудных тел некоторых редкометалльных полиметаллических месторождений Северного Тянь-Шаня. Материалы к Всес. совещ. и разработке научных основ поисков слепых рудных тел, 1958.
- Остроумов Р. Е. 1. Дугообразные разломы Ольга-Тетюхинского района Приморья и их роль в размещении эндогенной минерализации. В кн.: «Материалы к Первой всес. конф. по геолог. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1960.
- Остроумов Р. Е. 2. О партизанской свите Сихотэ-Алиня. Сообщения Дальневосточного филиала АН СССР, вып. 13, геология, 1960.
- Преображенский И. А. Месторождения цветных металлов хребта Сихотэ-Алинь. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 51, 1927.
- Преображенский И. А. Акцессорные минералы в изверженных породах.— Труды ИГН, вып. 56, серия петрогр., 1941.
- Прохоров К. Н. О комагматичности третичных гранитоидов и эффузивов Камчатки.— Изв. АН, серия геол., № 10, 1962.
- Пуссен Ж., Мак-Коннелл. Геология рудного поля Мпанда. В кн.: «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». ИЛ, 1953.
- Радкевич Е. А. Металлогенические зоны Приморья и особенности их развития.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 3, 1956.
- Радкевич Е. А. Металлогения Южного Приморья.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 19, 1958.
- Радкевич Е. А. 1. О связи оловорудных, олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений с магматизмом. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», 1960. М., Госгеолтехиздат.
- Радкевич Е. А. 2. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья.— Труды ИГЕМ, вып. 34, 1960.
- Радкевич Е. А. Особенности развития рудоносных областей Тихоокеанского рудного пояса. Геология и геофизика, 1962, № 11.
- Радкевич Е. А. и др. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. Изд-во АН СССР, 1962.
- Руб М. Г. 1. Граниты гродековского и марьяновского интрузивных комплексов в Южном Приморье и основные черты их металлоносности. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 3, 1956.
- Руб М. Г. 2. О петрохимических критериях связи оруденения с интрузиями.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 4.
- Руб М. Г. Закономерности формирования верхнепалеозойских гранитоидов юго-западного Приморья в связи с оруденением.— Труды ИГЕМ, вып. 21, 1958.
- Руб М. Г. О генетической связи оловянного оруденения с субвулканическими породами.— Изв. АН, серия геол., № 1, 1960.
- Салун С. А. Порфировая формация складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1957.

- Салун С. А. Основные черты строения и истории формирования Сихотэ-Алиньской складчатой области. Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.
- Салун С. А., Плахотник В. Г. О границе меловой и палеогеновой систем в Сихотэ-Алине. В кн.: «Граница меловых и третичных отложений». Изд-во АН СССР, 1960.
- Смирнов В. И. Образование различных типов гидротермальных месторождений в связи с эволюцией магмы.— Советская геология, 1944, № 1.
- Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведки рудных месторождений. 1954.
- Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла. В кн.: «Проблемы палеовулканизма». И. Л., 1963.
- Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 6, 1952.
- Соколов Р. И. Тектоника и некоторые закономерности в размещении месторождений полезных ископаемых в Ольга-Тетюхинском районе. Инф. сб. ВСЕГЕИ № 25. Л., 1960.
- Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока (тезисы). Хабаровск, 1956.
- Томсон И. Н. К методике составления крупномасштабной прогнозно-металлогенической карты. В кн.: «Материалы к I Всес. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», 1960.
- Томсон И. Н. Особенности строения ослабленных зон над скрытыми разломами фундамента в складчатых областях Дальнего Востока.— Труды ИГЕМ, вып. 84, 1962.
- Туровский С. Д. Самородный свинец в инверженных породах Северной Киргизии.— Труды Ин-та геол. Киргиз. АН СССР, вып. 5, 1954.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Советская геология, 1959, № 3.
- Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы пгнимбритов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1963.
- Фаворская М. А. О геологическом положении верхнемезозойских и кайнозойских магматических образований на территории Южного Приморья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Фаворская М. А. Роль процессов контаминации и метасоматоза в образовании третичных интрузий мондонитового типа некоторых районов Дальнего Востока.— Труды ИГН АН СССР, вып. 148, 1953.
- Фаворская М. А. О связи оловянного оруденения с магматизмом.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1955.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм Восточного склона Сихотэ-Алиня.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 7, 1956.
- Фаворская М. А. 1. О проблеме генезиса даек и их взаимоотношении с оруденением.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1957.
- Фаворская М. А. 2. О взаимоотношении оловянного и полиметаллического оруденения с дайками в Южном Приморье.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1957.
- Фаворская М. А. К вопросу о связях магматического и рудного процессов на некоторых месторождениях Тихоокеанского пояса. Советская геология, № 12, 1959.
- Фаворская М. А. К вопросу о взаимоотношении эндогенного оруденения с эффузивными формациями. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Госгеолтехиздат, 1960.
- Фаворская М. А., Кигаи В. А. Формации мезо-кайнозойских субвулканических и малоглубинных интрузий Сихотэ-Алиня. В кн.: «Тезисы докладов по проблеме «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых». Изд-во СО АН СССР. Новосибирск, 1963.

- Фаворская М. А., Котляр В. И. О взаимоотношении некоторых типов оруденения с эффузивными формациями. В кн.: «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.
- Фаворская М. А., Руб М. Г., Кига́й В. А. и др. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 45, 1961.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород. Госгеолтехиздат, 1956.
- Шипулин Ф. К. Третичные гранитоиды Южного Приморья и некоторые данные об их металлогении.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1950.
- Шипулин Ф. К. К вопросу о связи постмагматического оруденения с интрузиями. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шипулин Ф. К. О малых интрузиях Юго-Восточного Приморья.— Труды ИГЕМ, вып. 3, 1956.
- Шипулин Ф. К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. Изд-во АН СССР, 1957.
- Шипулин Ф. К. Соотношения интрузий и оруденения в Зыряновском районе на Рудном Алтае.— Докл. АН СССР, № 3, 1958, 119.
- Шипулин Ф. К. 1. Дайки гранитоидов и некоторые особенности генезиса рудоносных растворов. В кн.: «Петрогр. провинция изверж. и метаморф. горные породы», Изд-во АН СССР, 1960.
- Шипулин Ф. К. 2. Некоторые общие черты истории формирования интрузий и оруденения в Юго-Восточном Приморье и в Зыряновском районе Рудного Алтая. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Госгеолтехиздат, 1960.
- Яковлева Е. Б. Основные черты вулканизма Рудного Алтая. В сб.: «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959.
- Bemmelen R. van Volcanology and Geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the USA. Geol. en Mijnbouw, 12, 1961.
- Boyd F. R. Welded tuff and flows in the rhyolite Plateau of Yellowstone Park. 1961.
- Chayes F. Notes on the staining of potash feldspars with sodium cobaltinitrite in thin sections. Am. miner., vol. 37, N 3—4, 1952.
- Gabriel A., Cox E. A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals. Am. miner., vol. 14, N 8, 1929.
- Hague A. et al. Geology of Yellowstone National Park. US Geol. Surv. Mon. 32, pt. 2, 1899.
- Hawkes L. The Gardiner — River rhyolite — basalt complex. Geol. mag., vol. 82, 1945.
- Richey I. E. British regional Geology. Scotland, the tertiary volcanic district. 1948.
- Rosenblum S. The improved technique for the K-feldspars staining. Am. miner., vol. 41, N 7—8, 1956.
- Smith K. L. Ash flows. Bull. of the Geol. Soc. Am. N 6, 1960.
- Walker G. P. L. The Breiddalur central Volcano, eastern Iceland. The Quart. Journal of the Geol. Soc. London, vol. 119, N 473, p. 1, 1963.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава 1. Очерк истории изучения и геологического строения Тетюхинского района	7
Глава 2. Геология магматических образований Тетюхинского района	19
Глава 3. Петрография изверженных пород Тетюхинского района	92
Глава 4. Элементы-примеси в изверженных породах Тетюхинского района	131
Глава 5. Особенности химического состава изверженных пород Тетюхинского района	153
Глава 6. Особенности развития магматизма Тетюхинского района в связи с некоторыми петрологическими проблемами	179
Заключение	204
Литература	207

Валентина Александровна Баскина

Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности некоторых вулcano-плутонических формаций

Утверждено к печати

*Институтом геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии АН СССР*

Редактор издательства Т. Б. Гришина Технический редактор И. Н. Дорохина

Сдано в набор 22/II 1965 г. Подписано к печати 27/IV 1965 г. Формат 60×90¹/₁₆.
Печ. л. 13,25+1 вкл. Уч.-изд. л. 13,3. Тираж 1000 экз. Т-06216. Темплан 1965 г. № 384
Изд. № 3438. Тип. зак. 2035.

Цена 93 коп.

Издательство «Наука», Москва К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука», Москва Г-99, Шубинский пер., 10