

К.Н. РУДИЧ

# МАЛОГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЗМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО \* НАУКА \*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

К. Н. РУДИЧ

---

# МАЛОГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЗМ

---

2797



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1978



Рудич К. Н. «Малоглубинный магматизм». М.: Наука, 1978.

В книге рассматриваются структурные позиции малоглубинных или субвулканических магматических образований. За основу взяты относительно хорошо изученные автором мезозойские малоглубинные образования Северо-Востока СССР. Они сопоставляются с таким же по возрасту и характеру магматизмом Армении, более ранним — палеозойским — Южного Урала и Казахстана, молодым и современным — Камчатки, Закарпатья и некоторыми другими регионами.

Анализ обширного фактического материала позволил сделать ряд выводов об условиях кристаллизации магматических расплавов в приповерхностных условиях.

Ответственный редактор

И. В. МЕЛЕКЕСЦЕВ

---

## ВВЕДЕНИЕ

---

В настоящее время разноглубинному магматизму уделяется серьезное внимание. Особое место отводится малоглубинным или субвулканическим магматическим образованиям, поскольку они, обладая большой информативностью, позволяют выяснить соотношения между формами проявления магматического процесса.

Интерес к ним вполне закономерен, ибо в ряде случаев по своим объемам субвулканические образования не уступают плутоническим и эффузивным. Этот интерес усиливается еще и потому, что с ними нередко связаны месторождения некоторых полезных ископаемых.

Являясь промежуточным звеном между эффузивными и плутоническими образованиями, субвулканические породы иногда обладают признаками тех и других, что порой усложняет их выделение. Это усугубляется сложностью геологических позиций, большим разнообразием форм проявления, обилием текстур и структур, отчасти разнородностью пород. Но вместе с тем им присущи свои особенности; прежде всего структурное положение, определенный состав пород, характерное соотношение их с вмещающей средой и некоторые другие признаки. Все это, вместе взятое, допускает относительно четкое обособление субвулканических тел.

В книге, на основании многолетних полевых исследований, дается описание типичных субвулканических образований Северо-Востока СССР. Они несколько разные по составу пород, но общим признаком для них является близповерхностное становление, формирование на малых глубинах — от нескольких сот метров до 1—2 км от поверхности.

Сопоставление субвулканических образований разных регионов подтверждает их общность, несмотря на пространственную разобщенность, и в то же время позволяет уяснить характерные особенности каждого из них. Показано также, что эти магматические образования пользуются очень широким развитием и присущи как палеозойскому, мезозойскому, так и современному периодам.

В книге приводится материал о большом разнообразии текстур и структур, свойственных субвулканическим образованиям, а также о сущности петрохимических особенностей слагающих их пород.

В процессе образования малоглубинных и других изверженных пород наблюдаются сложные соотношения, поэтому уделяется значительное внимание природе связи между ними.

Уже давно замечено, что малоглубинные магматические образования обладают повышенной металлоносностью. Естественно, этому вопросу уделяется соответствующее внимание.

В книге затронуты и некоторые другие вопросы, касающиеся малоглубинных магматических образований, показывающие, что выделение их вполне обоснованно и закономерно.

---

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МАЛОГЛУБИННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

---

Теперь уже известно, что малоглубинные или субвулканические образования присущи почти всем регионам земного шара. Однако становление их происходит по-разному, геологические и тектонические позиции их довольно разнообразны.

В значительных масштабах субвулканические образования обнаружены на Северо-Востоке нашей страны — в Яно-Колымской складчатой зоне, поэтому описание их и начнем с этой зоны (рис. 1).

Яно-Колымская складчатая зона — одна из крупнейших геотектонических элементов обширной подвижной области Северо-Востока Азии. Основные черты ее развития связаны преимущественно с мезозойским (или тихоокеанским) периодами геотектонического развития земной коры.

Для Северо-Востока СССР в целом характерно многоярусное строение, где каждый ярус представляет собой обособленный стратиграфо-тектонический комплекс, отделенный периодом существенной перестройки всей подвижной зоны.

Образования нижнего структурного яруса во многом сходны с позднепротерозойскими структурами окраин Сибирской платформы, которая в докембрии, вероятно, простиралась значительно далее на восток, но позднее была частично поглощена геосинклинальными зонами палеозоя и мезозоя. Выходы нижнего структурного яруса в пределах Яно-Колымской зоны, вероятно, являются фрагментами допалеозойской платформы.

Последующая геологическая история рассматриваемого региона связана с тремя циклами геосинклинального развития: нижне-среднепалеозойским, верхнепалеозойско-мезозойским и кайнозойским, из которых ведущая роль принадлежит верхнепалеозойско-мезозойскому (или тихоокеанскому) циклу. Таким образом, современная структура этого района связана с трехкратным наращиванием в послекембрийское время площади континента путем последовательного причленения к восточной окраине Сибирской платформы все более молодых складчатых сооружений, возникших в результате завершения отмеченных циклов геосинклинального развития. В каждом из этих циклов важную роль играли платформенные сооружения (или их фрагменты) предшествующих циклов развития, которые в современной структуре Северо-Востока представлены различными

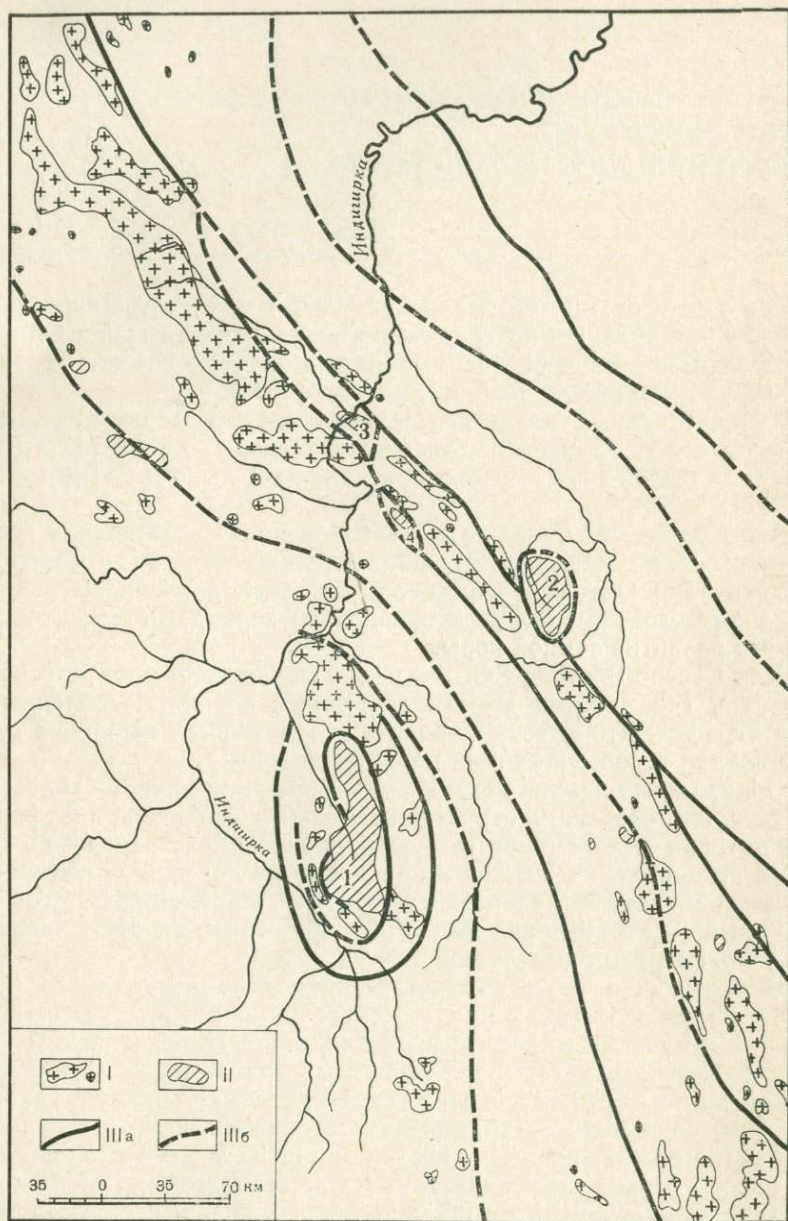


Рис. 1. Размещение субвулканических массивов в пределах Яно-Колымской складчатой области (Северо-Восток СССР)

Номера на карте:

- 1 — Тарынский;
- 2 — Буордахский;
- 3 — Сары-Кыллахский;
- 4 — Хатынский;

I — гранитоиды:

- II — субвулканические массивы,
- III — тектонические разломы:
- а — установленные,
- б — предполагаемые

структурными ярусами. Они либо подстилают более молодые складчатые сооружения, или же вовлечены в них в виде срединных массивов; а местами они выведены на поверхность более молодыми тектоническими движениями.

К первому (нижнему) структурному ярусу относятся докембрийские, главным образом протерозойские и синийские, а также частично кембрийские метаморфические и интрузивные породы, во многом аналогичные соответствующим образованиям Сибирской платформы. В современной структуре Северо-Востока это наиболее жесткие элементы. В области выходов их на дневную поверхность они выделяются как древние глыбы или срединные и остаточные массивы среди палеозойских и мезозойских складчатых структур [Колымский и Охотский (или Оймяконо-Охотский) срединные массивы, Омолонская глыба, Тайгоносский и Чукотский массивы и др.] Видимые на современном эрозионном срезе границы таких массивов могут быть существенно расширены за счет их частей, скрытых, подобно большей части Колымского срединного массива, под неглубоким покровом относительно слабо смятых отложений верхнего палеозоя и мезозоя. Одним из таких районов, представляющих собой область неглубокого погружения Охотского (Оймяконо-Охотского) массива или Сунтаро-Охотского блока, является верховье реки Индигирки от Западного склона хребта Сарычева к юго-западу.

Вдоль восточной окраины Алданской плиты (Сеттэ-Дабанский антиклинорий), на юге и западе Колымского срединного массива (Момское, Тасхаяхтасское и другие глыбовые поднятия) и в некоторых других районах образования нижнего структурного яруса окаймляются и перекрываются отложениями нижнего — среднего палеозоя. Последние выходят в окраинных антиклинориях или глыбовых поднятиях на окраинах жестких остаточных структур нижнего яруса. Это в той же структурной ярус, представленный главным образом известковыми, по-видимому, мелководными, но большой мощности отложениями, разрез которых местами завершается пестроцветными континентальными вулканогенными образованиями. Последним сопутствуют немногочисленные варисские интрузивы преимущественно кислых и щелочных пород.

Накопление нижнесреднепалеозойских отложений и формирование складчатых структур в них отделено отчетливым перерывом от формирования образований последующего цикла развития подвижной зоны.

К отложениям третьего структурного яруса относится флишодная толща геосинклинальных осадков (так называемый верхоянский комплекс), мощность которой в пределах некоторых геосинклинальных трогов довольно значительная (до 10 000 м).

Накопление этой толщи в период от перми до средней юры и распределение отдельных ее комплексов тесно связаны с геосин-

клинальным развитием Яно-Колымской области мезозойской складчатости. В этот период рассматриваемая область была разделена на несколько геосинклинальных прогибов, которые отличались один от другого тектоническим режимом и развивались не в одно и то же время.

В дальнейшем мы рассмотрим лишь некоторые особенности развития Яно-Колымской складчатой зоны (или Яно-Колымской интрагеосинклинали) и коснемся тех районов, где в основном сосредоточены наиболее крупные субвулканические массивы.

Нижние члены верхоянского комплекса (пермь, частично нижний и средний триас) развиты преимущественно в районах, прилегающих к нижним структурным ярусам. Эти отложения окаймляют здесь выходы блоков среднепалеозойских пород или перекрывают их на значительных площадях, образуя складчатые дислокации с относительно пологими формами. К таким районам относятся Восточное Верхоянье, Верхне- и отчасти Среднеиндигирский район слабых дислокаций, окраины Колымского и Омолонского массивов, Охотско-Колымское междуречье в восточной части Охотского (Оймяконо-Охотского) массива и др. Подобные районы на протяжении всего тихоокеанского цикла орогении представляли собой сравнительно устойчивые геоантиклинали с относительно приподнятым фундаментом и оставались такими на протяжении большей части периода развития Яно-Колымской складчатой зоны.

Инверсия геосинклиналей связана с несколькими этапами колебательных и сопутствующих им складчатых движений, наиболее интенсивные из которых происходили между средней юрой и нижним мелом.

Попутно с преобразованием геосинклиналей в цепи молодых гор и краевых частях глыб и плит (геоантиклинальных структурах с неглубоким залеганием нижних структурных ярусов) происходили различные по направлению и большие по амплитуде вертикальные движения. Этим движениям, особенно в верхней юре и первой половине мела, сопутствовали разломы, с которыми связано формирование краевых прогибов и межгорных впадин, служивших областями наиболее позднего накопления морских, лагунных и континентальных (вулканогенных, молассовых и угленосных) отложений, которые также могут быть отнесены к третьему структурному ярусу, несмотря на более молодой возраст и иные условия накопления по сравнению с верхоянским комплексом. Эти поздние отложения окраинных геосинклинальных трогов, расположенные на стыках с геоантиклинальными областями, благодаря участию в них вулканических образований, особенно важны для выяснения истории магматизма поздних этапов развития подвижной зоны, в том числе и интрузивных комплексов.

Яно-Колымская складчатая область была преобразована в горную систему в основном в первой половине нижнемелового

периода; многие черты ее геологического строения изменились. Это может быть связано с тектоническим движением более молодого — альпийского (кайнозойского) цикла. Наиболее ярким проявлением этих движений является зарождение Корякско-Камчатской (Охотско-Ниппонской) геосинклинали, до настоящего времени еще не завершившееся. Одновременно с возникновением этой геосинклинали была существенно преобразована и соседняя с ней область молодой платформы, особенно наиболее близкие к ней районы Охотского побережья и Охотско-Колымо-Инди-гирского междуречья. Относительно неглубокое залегание здесь фундамента (нижних ярусов), а местами непосредственный выход его на поверхность (Оймьяконо-Охотская и другие геосинклинальные структуры) обусловили преимущественно дизъюнктивно-блоковые деформации в упомянутых выше пограничных районах в период альпийских тектонических движений. С этим связано развитие в зоне Охотского побережья исключительно обильных вулканогенных образований с подчиненными морскими и континентальными отложениями и многочисленными интрузивами гранитоидов, а также малоглубинных тел.

Все эти образования, сформированные во второй половине мезозойского периода, частью в кайнозое, в обстановке, близкой к платформенной, составляют четвертый структурный ярус Яно-Колымской области.

Вулканогенные образования наиболее широко развиты вдоль Охотского побережья, что позволяет рассматривать эту область в качестве особой структуры, получившей название Охотско-Чукотского (Охотско-Чаунского) вулканического пояса. Юго-западная часть этого пояса перекрывает и некоторые районы наших исследований, в частности Тарынский субвулканический массив (хр. Сарычева), где сложно переплетаются магматические образования различных периодов развития подвижной зоны Северо-Востока.

Перечисленные выше геоструктурные комплексы позволяют не только наметить основные этапы геологической истории Яно-Колымской области мезозойской складчатости, но и выделить ряд самостоятельных комплексов магматических образований, отвечающих определенным этапам развития складчатого пояса. Но, прежде чем приступить к анализу магматических образований и приуроченных к ним рудопроявлений в районе Тарынского (хр. Сарычева), а также Буордахского, Сары-Кыллахского, Хатынского и других массивов, целесообразно разобрать структурные позиции последних. Они довольно своеобразны и поэтому заслуживают пристального внимания.

Основные черты геологического строения наиболее близкой к хр. Сарычева и другим районам Яно-Колымской складчатой зоны, где развиты малоглубинные или субвулканические массивы, таковы. На севере, благодаря окраинным глыбовым поднятиям, сложенным ниже-среднепалеозойскими образованиями,

отчетливо выделяется граница Колымского срединного массива. Граница Оймяконо-Охотского массива не столь ясна, так как большая его часть погребена под неглубоким чехлом мезозойских отложений верхоянского комплекса и массивными эффузивами Охотско-Чукотского вулканического пояса. Между этими массивами располагается обширная зона Яно-Колымской интрагеосинклинали, выполненная мощной толщей осадков верхоянского комплекса. На севере она срезана окраинными поднятиями Колымского срединного массива.

В строении срединных массивов в пределах геоантиклиналей отмечаются выходы древних докембрийских и палеозойских пород или их неглубокое залегание. В пределах же интрагеосинклинали развиты только отложения верхоянского комплекса, которые имеют здесь большую мощность и весьма интенсивно дислоцированы в узкие линейные складки (область дисгармоничной складчатости).

В Яно-Колымской интрагеосинклинали можно выделить несколько основных антиклинальных и синклиналильных структур, причем отчетливо вырисовывается их кулисообразное расположение. Противоположные фланги антиклинориев и кулисообразно заходящие в них фланги синклинориев замыкаются в направлении к центру интрагеосинклинали.

В пределах антиклинориев преобладают выходы более древних отложений верхоянского комплекса — пермских, нижне- и среднетриасовых. Сравнительно небольшая мощность этих осадков и, как правило, пологое залегание их в ядрах антиклинориев свидетельствуют об относительной устойчивости фундамента и неглубоком его залегании в этих частях интрагеосинклинали.

Наибольшей мощности и высокой степени дислоцированности отложения верхоянского комплекса достигают в синклинориях. Возможно, это связано с глубоким залеганием фундамента и повышенной мобильностью данных частей интрагеосинклинали. Здесь постоянно присутствуют наиболее юные осадки верхоянского комплекса (от верхнего триаса до бат-байоса), представляющие собой мощную толщу типичного флиша. Крутые складки, в которые собраны эти породы, как бы обтекают жесткие цоколи антиклинориев или приподнятые участки фундамента в краевых частях Колымского и Оймяконо-Охотского массивов.

Места периклинального замыкания антиклинориев и кулисообразно заходящих в них флангов синклинориев, где, вероятно, происходили наиболее контрастные и противоположные по направлению вертикальные движения блоков фундамента, являются местами внедрения наиболее крупных интрузивов гранитоидов. Не менее благоприятными для проникновения этих же интрузивов явились и зоны стыка верхоянской толщи с форландами Колымского и Оймяконо-Охотского массивов. Эти зоны представляют собой типичные глубинные разломы, развитие которых продолжается и поныне.

Формирование упомянутых структур в пределах Яно-Колымской интрагеосинклинали, по-видимому, началось еще в ранний период ее развития. Об этом свидетельствует изменение мощности и фациального облика непрерывно накапливающихся отложений верхоянского комплекса. Последний в некоторых местах, в том числе и в районе хр. Сарычева, представлен, как правило, более грубообломочными осадками, обладающими значительно меньшей мощностью и испытавшими небольшую степень метаморфизма. Породы верхоянского комплекса в этом районе залегают почти горизонтально, а по окраинам таких полей располагаются узкие зоны более интенсивно смятых осадков, что свидетельствует о блоковом строении и неглубоком залегании фундамента.

Некоторые особенности более молодых структур сравнительно тонкого складчатого покрова связаны с тем же блоковым строением Оймяконо-Охотского массива. Это касается и размещения более молодых образований верхоянского комплекса и еще более юных вулканогенных и интрузивных магматических образований всей области Оймяконо-Охотского массива.

Еще более разнообразным был режим тектонического развития рассматриваемых структурных областей в конечный период геосинклинального осадконакопления (верхоянского комплекса) и во время последующей инверсии интрагеосинклинали (средняя — верхняя юра и начало мела). Краевые зоны геоантиклинальных областей в отличие от интрагеосинклинали в этот период приобрели заметную тенденцию к погружению. Именно здесь фиксируются наиболее молодые образования верхоянского комплекса и продолжающие его разрез вулканогенные и угленосные отложения верхов юры и начала мела. Подобные области позднего накопления особенно характерны для краевых прогибов Колымского срединного массива. Они известны и в пределах Оймяконо-Охотского массива, но размещение их здесь подчинено более раннему структурному рисунку опущенных блоков и более поздних грабен-синклиналей. Позднее этот структурный рисунок продолжал оказывать влияние на размещение магматических пород, что отчетливо прослеживается теперь в некоторых местах.

Магматические проявления столь своеобразного и обширного района относятся к верхнепалеозойско-мезозойскому (или тихоокеанскому) циклу формирования структур. В пределах Яно-Колымской складчатой области магматические образования этого периода подразделяются многими исследователями (Устиев, 1949, 1959; Апельцын, 1957; Матвиенко и Шаталов, 1958; Некрасов и Рожков, 1960; Мокшанцев и др., 1964) на несколько самостоятельных комплексов, каждый из которых наиболее развит в пределах определенной структуры этой области.

К наиболее раннему комплексу относится пермский-нижне-среднеюрский. Он представлен внутригеосинклинальными, преимущественно основными и средними эффузивными излияниями и их пирокластами. Их интрузивными аналогами являются немно-

гочисленные малые интрузии габбро-норитов, пироксенитов, габбро-диабазов, диабазов, отчасти плагиограниты и граносиениты. Возникновение магматического комплекса этого времени связывается с длительным периодом прогибания, инверсии и началом консолидации геосинклинальных трогов. Для этого времени характерна существенная перестройка смежных с геосинклинальными трогам геоантиклинальных областей — Колымского, Оймьяконо-Охотского и других срединных и остаточных массивов, краевые части которых испытали сильные влияния со стороны формирующихся окраинных прогибов.

Магматические комплексы верхнеюрского — нижнемелового периода представляют в данном случае наибольший интерес, поскольку они являются предметом нашего изучения. Эти комплексы весьма обильны и разнообразны, хотя и не отделены резкой границей от предыдущих. Весьма характерно для этого периода формирование крупных интрузивов гранитоидов, начавшееся после полной инверсии геосинклинальных трогов. Образование гранитоидных пород несколько растянуто во времени. Они не изолированы от изверженных пород иных серий и являются составной частью одного или нескольких магматических комплексов, сформированных в виде последовательных серий кислого состава. Это особенно хорошо прослеживается в полосе стыка разных структурных элементов, к которой приурочены и крупнейший Буордахский субвулканический массив, и ряд плутонических гранитоидных интрузивов.

Весьма важным (вторым) магматическим комплексом данного периода являются субвулканические тела, с которыми тесно связаны небольшие по объему эффузивные образования.

Следующий (третий) магматический комплекс верхнемелового нижнетретичного, отчасти кайнозойского периода представлен вулканогенными, преимущественно кислыми и подчиненными им базальтовыми лавами, а также более поздними интрузивами гранитоидов, в некоторой степени субщелочного характера и в меньшей мере — субвулканическими породами главным образом кислого состава. Еще более поздними являются базальтоидные и кислые лавы повышенной щелочности, а также серия кислых, типично щелочных и основных жильных пород. Эти магматические образования широко развиты в пределах Охотско-Чукотской вулканической дуги и в прилегающих к ней частях Яно-Колымской складчатой зоны; они формировались совместно с подчиненными им терригенными (угленосными) отложениями в основном в континентальных условиях.

В дальнейшем описание магматических образований, развитых в пределах Северо-Востока СССР и представляющих во многом значительный интерес, будет дано в такой последовательности: Тарынский, Буордахский, Сары-Кыллахский и Хатысский субвулканические массивы. Все они сосредоточены в пределах хр. Черского (куда входит и хр. Сарычева).

## СТРУКТУРНЫЕ ПОЗИЦИИ ТАРЫНСКОГО СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА (ХРЕБЕТ САРЫЧЕВА)

Если коснуться некоторых районов Яно-Колымской складчатой области и конкретно хр. Сарычева, то важнейший этап геологического развития последнего выразится в формировании сложного и очень крупного Тарынского массива субвулканических дацитов, занимающего осевую часть хребта, а также в последующем внедрении в этот массив кислой магмы, из которой образовались мелкие штоки и дайки микропегматитовых гранодиорит-порфиров, также принадлежащие субвулканическому комплексу. Отчетливо выраженным этапом было более позднее образование ряда гранитоидных интрузивов, обрамляющих комплекс эффузивных и субвулканических пород, расположенных в центральной части хребта. Анализ собранных материалов позволяет объяснить его структурные особенности.

Обычные для Яно-Колымской складчатой области линейные складчатые структуры характерны лишь для крайней западной части рассматриваемого района. На остальной же территории, в том числе и в центральной части хребта, структуры обусловлены в основном дизъюнктивными нарушениями, происходившими в неглубоко залегающем фундаменте, а позднее также и в осадочном покрове. План этих структур повторяют главные складчатые структуры осадочного покрова. К этому следует добавить, что и те и другие отражали дифференциальные движения блоков фундамента и в равной мере влияли на размещение магматических образований, занимающих преобладающую часть хр. Сарычева.

Сохраняющиеся здесь в различных участках небольшие блоки юрских осадочных пород отчетливо подчеркивают структуру кальдерообразного опускания осевой части хребта. Это необычайно важное обстоятельство, показывающее своеобразное становление крупного субвулканического массива в сочетании с опускающейся приповерхностной кровлей осадочных пород.

Весьма интересные структуры выявляются при анализе пространственного размещения магматических образований, слагающих центральную часть хребта, которое подчинено складчатым структурам и разломам, имеющим хорошо выраженный концентрический рисунок.

Процесс размещения магматических образований в районе хр. Сарычева протекал следующим образом. Ограниченное поступление магматического материала началось, вероятно, в средней или начале верхней юры, когда были сформированы лишь малые (дайкообразные) тела основного состава. В пределах хр. Сарычева это наиболее древнее магматическое образование.

Значительное проявление вулканизма в Яно-Колымской геосинклинальной области связано с верхнеюрскими тектонически-

ми движениями. К этому времени относятся излияния эффузивов, представленных преимущественно липаритами и фельзолипаритами. Возможно, в это же время или несколько позднее произошло излияние эффузивов андезито-дацитового и андезитового состава.

Эффузивы занимают пространства, ограниченные в плане двумя полукольцевыми кривыми. Последние, вероятно, являются фрагментами глубинных кольцевых разломов.



Рис. 2. Форма залегания субвулканических тел

- |                                |  |
|--------------------------------|--|
| 1 — вмещающая осадочная толща; | 4 — субвулканические дайки гранодиорит-порфиров; |
| 2 — эффузивы;                  |  |
| 3 — субвулканический массив;   | 5 — массивы гранитоидов                          |

Следующая стадия развития геологической структуры и магматизма выразилась в формировании огромного субвулканического (Тарынского) массива дацитов, занимающего центральное положение в рассматриваемой системе кольцевых разломов и образующего основной структурный план хр. Сарычева.

Субвулканические дациты секут вмещающие их осадочные и эффузивные породы преимущественно по крутым, обращенным к центру поверхностям (рис. 2). Наблюдаются, но значительно реже, и пологие поверхности контакта дацитов с подстилающими породами главным образом в периферических частях массива. Независимо от крутизны контакта дацитов на них еще и теперь сохранились остатки ороговикованной кровли. Это обстоятельство, а также редкое развитие туфов и отсутствие других признаков, свидетельствующих о наземных излияниях дацитовых расплавов, дает основание предположить выполнение последними полости, образованной в результате грабенообразного опускания блока в этой структуре. Одновременная инъекция вдоль трещин или разломов, по которым происходило опускание блоков и выполнение расплавами образующейся полости, наиболее вероятно объясняет механизм формирования подобных геологических тел. Но, поскольку формирование массива происходило на небольшой глубине и в весьма мобильной обстановке, небольшая часть расплава, прорывающаяся на поверхность, образовала на некоторых участках эффузивную фацию. Пульсирующее поступление дацитовых расплавов и периодическое поступление их на поверхность в некоторых местах способствовали образованию пород, напоминающих лавобрекцию.

В основании глубоких врезов обнаружена поверхность предполагаемого опущенного блока, образующая подошву дацитового массива. В то же время небольшие участки ороговикованных сланцев, местами сохранившиеся на поверхности массива, являются остатками кровли, от которой была оторвана опустившаяся часть блока.

Таким образом, Тарынский дацитовый массив хр. Сарычева представляет собой близповерхностное образование, в основном сложное субвулканическими породами.

Вслед за формированием дацитового массива в его центральной и периферической частях возникли мелкие полукольцевые и протяженные прямолинейные трещины и полости, которые были заполнены расплавом того же дацитового состава. Но иные условия кристаллизации способствовали образованию из этих расплавов несколько иных разновидностей пород, а именно — гранодиорит-порфиры. Эти полукольцевые дайковые тела ограничивают по периферии как дацитовый массив, так и поле кислых эффузивов.

Наибольшие по своему размаху тектонические движения и соответственно наиболее активная магматическая деятельность относятся к еще более позднему этапу развития структуры хр. Сарычева. Это мощная фаза внедрения магматических расплавов, с которой связано формирование ряда интрузивов гранитоидного состава, слагающих внешний пояс огромной концентрически-кольцевой структуры. Гранитоидные интрузивы в этой структуре образуют большое полукольцо. В этом внешнем полукольце можно различить и другие, соподчиненные ему системы, но значительно меньших масштабов.

В районе хр. Сарычева имеются весьма сложные кольцевые разрывные структуры, наследующие более ранние структуры складчатого покрова и позднее последовательно заполнявшиеся магматическими образованиями. Положение субвулканического массива дацитов, так же как и других магматических образований, подчинено кальдерообразной (мульдообразной) структуре вмещающей толщи, сформировавшейся до внедрения магматического комплекса. Она подчинена блоковой структуре неглубоко погребенного в этой части Оймяконо-Охотского массива. Разломы в осадочном покрове, контролирующие размещение магматических образований, были связаны с периодом обновления этой структуры, который по времени близок к становлению рассматриваемых магматических комплексов.

Во всей этой системе отчетливо выделяется главная структура, образованная внешним поясом гранитоидных интрузивов, кольцевыми и полукольцевыми дайками гранодиорит-порфиры, полями эффузивов, расположенными в виде дугообразных полос, и центральным телом субвулканических дацитов.

Таковы геологические и структурные позиции этого интересного во многих отношениях района.

Разберем кратко вопрос о магматизме хр. Сарычева. Здесь не затрагиваются древние магматические образования, заключенные в жестких фрагментах структур, вовлеченных в складчатые мезозонды, поскольку интересующий нас магматизм, с которым связан и упоминавшийся субвулканический массив, относится к периоду формирования структур второй половины мезозоя. Магматическую деятельность, тесно связанную здесь с тектоническими структурами, можно подразделить (в возрастной последовательности) на четыре этапа: 1) малые интрузии или дайкообразные тела; 2) эффузивы; 3) породы субвулканического комплекса; 4) интрузивы гранитоидов.

В районе хр. Сарычева из малых интрузий выявлены лишь породы основного состава — габбро, диабазы и тешениты. Они слагают дайки, межпластовые интрузии и штокообразные тела и являются наиболее древними магматическими образованиями. Малые интрузии кислого состава здесь не обнаружены, хотя они довольно широко развиты в пределах Верхнеиндигирского синклинория, восточный фланг которого окаймляет описываемый район с юго-запада. Разнообразные по составу малые интрузии встречаются также к северу от хр. Сарычева, в пределах главной ветви обширного пояса малых интрузий, приуроченного к области максимального прогиба Инъяли-Дебинского синклинория.

Эффузивы, с излияния которых в основном и началось формирование магматического комплекса хр. Сарычева, заполняют пространства, ограниченные в плане двумя полукольцевыми кривыми, обращенными выпуклыми сторонами к юго-западу и северо-востоку. По составу эффузивы юго-западного поля относятся к липаритам, фельзолипаритам и отчасти их туфам. В большинстве случаев между липаритами и фельзитами наблюдаются постепенные переходы, хотя в отдельных местах имеются и ясные контакты между ними. Такое соотношение свидетельствует о повторявшихся через короткие промежутки времени излияниях сравнительно однородных расплавов.

Эффузивы, тесно примыкающие к субвулканическому дацитовому массиву с северо-востока, имеют несколько иной состав и относятся к андезито-дацитам и андезитам. Они также связаны с полукольцевым разломом, образуя в плане пологую дугу.

Следующая стадия (или этап) магматической деятельности, представляющая для нас наибольший интерес, выразилась в формировании субвулканического комплекса пород, среди которых господствующее положение занимает Тарынский субвулканический массив дацитов; его площадь на современном эрозионном срезе равна  $1800 \text{ км}^2$ .

В комплекс субвулканических пород входят дациты (около 98% площади) и гранодиорит-порфиры. Они расположены главным образом в осевой части хребта, занимая центральное место в системе кольцевых разломов и весьма отчетливо выделяются в рельефе.

Последовательность формирования этих пород представляется так. Вначале образовались гиперстеновые дациты, занимающие в субвулканическом комплексе около 97%. Среди дацитов встречается и другая, биотитовая разновидность, площадь распространения которой в субвулканическом массиве составляет всего около 1%. По форме залегания они несколько напоминают дайковые тела.

Вслед за дацитами образовались гранодиорит-порфиры, слагающие дайки и мелкие штоки. Эти породы тесно ассоциируются с субвулканическими дацитами. В одних случаях они являются рвущими телами среди дацитов, в других — между ними прослеживаются постепенные переходы.

Несомненно, что и дациты, и гранодиорит-порфиры образованы из одного и того же расплава, но разные условия кристаллизации обусловили различные по облику и структуре породы из них.

Важное место в концентрически-кольцевой структуре принадлежит интрузивам гранитоидов. Они образуют внешний пояс этой структуры, обрамляя эффузивные и субвулканические образования.

9797  
Интрузивы гранитоидов прорывают и метаморфизуют осадочные отложения триаса и юры, а в ряде мест и верхнеюрские кислые эффузивы и субвулканические породы. Этим и определяется нижняя возрастная граница их. Некоторые интрузивы перекрываются верхнемеловыми эффузивами. В нижних горизонтах этих эффузивов заключены окатанные гальки гранитоидных пород. Поскольку разрыв этих интрузивов происходил в доверхнемеловое время, то внедрение их произошло гораздо раньше, возможно, в нижнем мелу либо даже в самих верхах верхней юры.

Формирование гранитоидных интрузивов происходило в несколько этапов. Для каждого из них установлена последовательность внедрений, которая в целом выдержана для всех интрузивов и выражена в смене относительно основных пород более кислыми.

Выявлено три главных этапа формирования интрузивов, о чем свидетельствуют фактические материалы. Внедрением различных по составу расплавов образовано три родственные группы пород: гранодиориты — адамеллиты — лейкократовые граниты. Указанная последовательность внедрения магматических расплавов подтверждается наблюдениями над непосредственными контактами гранодиоритов с адамеллитами, где устанавливается секущий характер последних. Адамеллиты в свою очередь инъецированы лейкократовыми гранитами.

Изложенные материалы по магматизму хр. Сарычева позволяют сделать вывод о том, что становление пород магматического комплекса продолжалось длительное время и находилось в неразрывной связи с определенным типом тектонических структур.

На первом этапе тектонические процессы не получили широкого развития и выразились лишь в небольших разломах, северо-



восточного направления. Соответственно этому и магматическая деятельность была весьма ограниченной. К этому времени (средняя юра?) относятся наиболее ранние магматические образования малых интрузий основного состава.

В большей степени тектонические процессы проявились в верхней юре. К этому времени относится образование двух протяженных дуговых разломов, послуживших путями для излияния эффузивов. Последние образуют две дуги (в плане), располагаясь по периферии массива субвулканических дацитов.

Позднее, но тоже в верхней юре, в пространстве между дуговыми разломами произошло опускание центрального блока (грабена) и образование пород субвулканического комплекса путем растекания расплавов в пределах формировавшейся полости с одновременной инъекцией расплава вдоль пологих трещин. Опускание грабена способствовало появлению конических, кольцевых (главным образом) и линейных трещин, обусловивших детали морфологии субвулканического массива дацитов.

После формирования субвулканических пород наступил период относительного покоя. В дальнейшем он сменился фазой наиболее напряженных тектонических движений (верхи юры — низы мела), с которыми связано образование огромных кольцевых разломов, опоясывающих все ранее сформировавшиеся магматические образования. Расплавы, заполнившие эти разломы, и образовали интрузивы гранитоидов. Это был кульминационный период магматической деятельности, когда произошло трехкратное внедрение магматических расплавов. Сформированные интрузивы гранитоидов располагаются в виде огромного полукольца, обрамляя ранее образованные эффузивные и субвулканические породы, приуроченные к центру концентрически зональной кальдерообразной структуры.

Что же касается продолжительности и абсолютного времени формирования всей описываемой структуры, то можно полагать, что наиболее раннее заполнение трещин малыми интрузиями произошло в средней или начале верхней юры.

Время образования дуговых разломов, послуживших путями для излияния эффузивов, относится к бат-келлювею, на что указывает соответствующая фауна в туфогенных песчаниках, чередующихся с эффузивами (южная часть хр. Сарычева).

Опускание центрального грабена и образование массива субвулканических дацитов несомненно произошло в верхней юре, что подтверждается определением абсолютного возраста пород этого массива (130—137 млн. лет).

Вероятно, не столь удалено по геологическому времени и формирование интрузивов гранитоидов. По-видимому, оно относится к промежутку времени верхи верхней юры — низы мела. Во всяком случае, они не достигают верхнего мела, поскольку в некоторых местах перекрываются эффузивами этого времени.

Таблица 1

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДАЦИТОВ ТАРЫНСКОГО СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	64,39	64,41	64,42	64,42	64,92	65,38	65,50	65,68	65,74	65,80
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,78	0,93	0,75	0,38	0,65	0,61	0,62	0,68	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,92	16,13	15,20	16,30	14,58	16,47	15,45	16,24	16,40	16,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	0,69	0,32	0,97	3,29	1,70	1,28	2,40	0,44	0,60
FeO	5,10	4,54	6,05	4,32	4,07	3,28	4,10	3,09	4,00	4,46
MnO	0,07	0,07	0,06	0,11	—	0,07	0,07	0,07	0,04	0,08
MgO	1,15	1,20	2,86	1,39	1,18	1,49	1,39	1,27	1,24	1,31
CaO	3,26	3,42	1,60	3,27	3,24	3,23	2,89	2,84	2,84	2,66
Na <sub>2</sub> O	3,13	3,58	3,72	3,37	3,14	3,12	3,44	3,77	3,20	3,05
K <sub>2</sub> O	3,62	3,85	2,91	3,85	3,76	3,29	3,46	2,84	3,77	3,89
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,18	0,25	0,10	0,14	0,14	0,17	0,10	0,21	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,47	1,12	0,97	1,20	—	0,97	0,66	0,79	1,11	0,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,22	0,29	0,26	0,17	0,25	0,20	0,10	0,22	0,29
CO <sub>2</sub>	0,04	0,12	0,18	0,02	—	—	0,52	0,21	0,12	—
П.П.П.	—	—	0,07	—	—	—	—	—	0,04	—
Сумма	99,98	100,30	99,83	100,33	98,88	100,04	99,74	100,02	100,05	100,45

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	12,1	13,7	12,0	13,1	12,5	11,6	12,7	12,3	12,5	12,1
b	4,0	4,1	1,9	4,0	3,6	3,9	3,5	3,4	3,5	3,2
c	10,2	7,2	14,5	8,4	9,1	9,7	8,5	9,6	8,8	10,8
S	73,7	75,0	71,6	74,5	74,8	74,8	75,3	74,7	75,2	73,9
a'	25,4	—	27,0	10,4	—	26,2	12,5	25,1	28,6	35,6
f'	55,4	70,0	40,6	61,1	73,9	47,8	59,7	52,5	47,7	44,1
m'	19,2	28,6	32,4	28,5	22,1	26,0	27,8	22,4	23,7	20,3
c'	—	1,4	—	—	4,0	—	—	—	—	—
p	56,8	58,6	66,0	57,1	55,9	59,0	60,2	66,9	56,3	54,4
Q	+19,2	+18,5	+17,3	+18,8	+21,0	+22,3	+21,8	+21,2	+22,0	+20,3
a/c	3,1	3,3	6,4	3,3	3,5	3,0	3,6	3,6	3,6	3,8
G	7,0	8,3	1,8	10,0	31,1	15,0	12,9	21,3	4,2	4,7

Аналитики: 1—4, 9 — М. П. Белопольский; 6 — М. С. Шадская; 7—8 — Носков; 10 — В. П. Козальская.

Коллекции: 2, 4 — В. А. Груздева; 1, 3, 5—9 — К. Н. Рудича; 10 — А. П. Васильковского.

Следует подчеркнуть, что возникновение разломов и заполнение их магматическими расплавами было результатом весьма длительного и отчасти прерывистого тектоно-магматического развития, проходившего в обстановке существенной перестройки краевой части Оймяконо-Охотского массива. Будучи погребенными в районе хр. Сарычева под относительно небольшим покровом преимущественно мезозойских осадков, отдельные фрагменты (блоки) этого массива испытали во второй половине юры особенно заметные вертикальные перемещения. Такие движения наиболее отчетливо запечатлены в структуре осадочного покрова перми и триаса и в значительной мере определяют локализацию наиболее поздних осадочно-вулканогенных формаций средней — верхней юры и еще более молодых интрузивных пород.

Химический состав пород Тарынского субвулканического массива отражен в табл. 1, по этим данным можно сделать неоспоримый вывод, что по своему составу массив довольно однороден и породы его ограничены дацитом.

## ПОЛОЖЕНИЕ БУОРДАХСКОГО МАССИВА В ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЕ

Столь же интересным является и другой, довольно крупный Буордахский субвулканический массив, расположенный в той же Яно-Колымской складчатой зоне, однако же со своими особенностями.

Буордахский массив занимает особое положение в структуре Яно-Колымской складчатой области. В нем весьма отчетливо проявлена взаимосвязь между вулканическими и плутоническими образованиями. Здесь также можно проследить характер магматических пород на значительную глубину, выяснить изменение пород от периферии к центру и т. д.

В орографическом отношении он занимает исключительное положение, представляя собой наиболее высокогорную часть не только в системе хр. Черского, но и на всем Северо-Востоке Азии (3147 м над ур. м.). В более узком плане массив является отрогом хр. Улахан-Чистай. Массив вытянут в северо-западном направлении и своим северо-восточным склоном опускается непосредственно в широкую (до 45 км) Момскую или Момско-Селенняхскую впадину. Протяженность Буордахского массива около 70 км, а наибольшая ширина достигает 30 км (рис. 3).

Массив образует подобие горного выступа в сторону Колымского срединного массива. От Момского горст-антиклинория он отделен длинным дугообразным разломом, который с некоторым перерывом продолжается далее к северо-западу, отделяя от массива Хаяргастахское поднятие. На восточном склоне этот разлом обращен своей выпуклой частью в сторону массива. Западную и юго-западную границы массива также определяет разлом,



Рис. 3. Центральная часть Буордахского субвулканического массива. Фото К. Н. Рудича

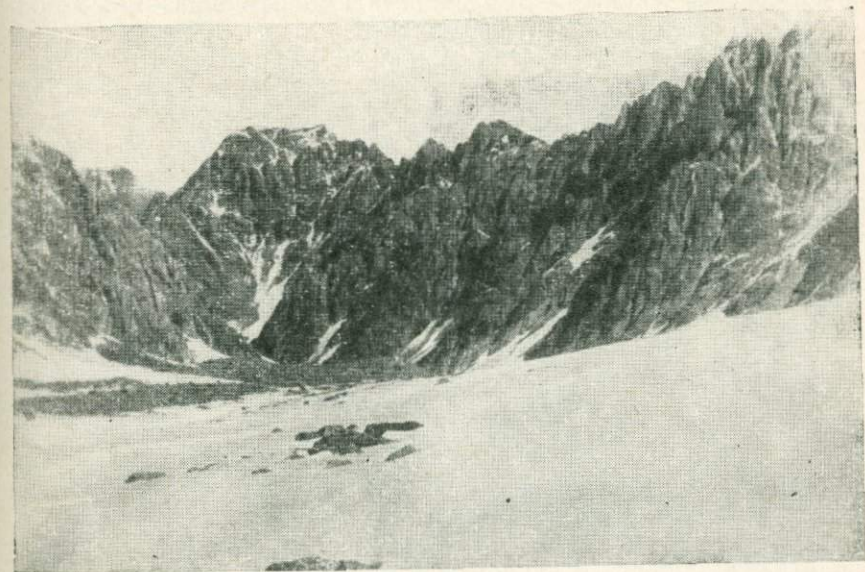


Рис. 4. Циркообразная впадина в середине Буордахского субвулканического массива. Высота обрывистых скальных выступов около 200 м. Фото К. Н. Рудича

который далее проходит между палеозойскими и мезозойскими отложениями и в некоторых местах отделяет Буордахский массив от гранитного батолита. К сказанному следует добавить, что глубинные разломы, ограничивающие массив, имеют древнее заложение, они унаследованы от доинтрузивной стадии развития.

Буордахский массив можно рассматривать как наиболее раздутую и относительно глубоко вскрытую часть довольно протяженной полосы субвулканических пород. Массив глубоко вскрыт эрозионными процессами. Поэтому здесь множество скалистых уступов, представляющих собою великолепные обнажения и в значительной мере способствующих изучению его геологического строения.

Почти в середине Буордахского массива обрывистые скальные обнажения липаритов поднимаются ввысь до 200 м (рис. 4). Некоторые долины массива имеют очень глубокие врезы, с большой крутизной склонов. Иногда такие долины распаханы мощными ледниками (рис. 5).

В структурном отношении массив входит в Момо-Полосу антиклинальную зону, граничащую на юге и юго-западе с Иньяли-Дебицким синклинорием. Мощная толща осадков Яно-Колымской геосинклинали срезана здесь окраинным поднятием Колымского срединного массива. Вдоль его юго-восточной окраины местами выходят древние докембрийские (рифейские) и палеозойские отложения, составляющие нижний структурный ярус, о котором говорилось выше. В других местах эти образования перекрыты маломощными отложениями, главным образом верхоянского и отчасти зырянского комплексов.

Наиболее мощные осадки верхоянского комплекса развиты в пределах Яно-Колымской геосинклинали. Крутые складки, в которые они собраны, обтекают более жесткие участки окраинных антиклинориев или приподнятые части Колымского срединного массива (рис. 6). Стыки таких структурных зон обычно представляют собой долгоживущие крупные дизъюнктивные дислокации с длительной историей развития. Подобные стыки наиболее благоприятны для формирования субвулканических тел, прекрасной иллюстрацией чему и является как Буордахский массив, так и другие субвулканические образования.

Если в пределах геосинклинали осадки залегают в общем относительно полого, то здесь преобладают крутые падения, весьма невыдержанные, осложненные дислокациями и блоковым строением всей зоны. Размещение многих магматических образований, в том числе и субвулканических, также определяется блоковой структурой. Во многих местах самого массива прослеживаются глубокие и протяженные трещины (рис. 7).

В конечный этап геосинклинали развития Яно-Колымской складчатой области тектонический режим ее был весьма неоднородным. В этот период зоны краевых антиклиналей Колымского срединного массива имели тенденцию к погружению. Магматизм



Рис. 5. Глубокое ущелье в Буордахском массиве, распаханное ледником. Фото К. Н. Рудича



Рис. 6. Вблизи жесткого Колымского срединного массива осадочная толща смята в крутые складки. Фото А. Морозова



Рис. 7. Глубокие и протяженные трещины в диоритах Буордахского субвулканического массива. Фото К. Н. Рудича

здесь отличался разнообразными формами проявления, в числе которых важное место занимало формирование субвулканических тел, в том числе и Буордахского массива. Время становления таких образований, по-видимому, совпадало с наибольшей тектонической активностью области. Именно это обстоятельство способствовало проникновению магматических расплавов в слабо метаморфизованную осадочную толщу мезозоя, особенно верхней юры, и образованию силлов (межпластовых инъекций), дайкообразных тел, куполовидных выступов, а в некоторых местах и маломощных покровов эффузивов, связанных взаимопереходами с породами субвулканического массива. Весь комплекс магматических образований сформирован за относительно небольшой промежуток времени. Главная часть этого комплекса — Буордахский субвулканический массив, имеющий в разрезе столбо- и чашеобразную форму. При кристаллизации породы массива почти достигали поверхности или же находились близко от нее. Кислый расплав проникал в сильно дислоцированную, слабо метаморфизованную толщу. Контуры внешнего фронта расплава не всегда имели форму монолитного субвулканического массива; нередко вязкий магматический расплав нагнетался в камеру (в виде последовательных импульсов) и выдавливался из нее между пластами осадочной толщи, образуя межпластовые инъекции разной мощности и протяжения, а также заполнял разнообразной формы мелкие побочные камеры и линейные трещиноватые зоны.

Что касается собственно субвулканического массива, то во многих случаях контакты его являются секущими, реже они совпадают с плоскостью слоистой осадочной толщи там, где падение последней направлено к центру массива. Выплаживание контактов обычно присуще тем участкам, где субвулканические породы массива переходят в эффузивную фазию.

Как известно, кульминационным периодом в развитии мезозойского магматизма как в рассматриваемой полосе, так и Яно-Колымской складчатой зоне в целом было внедрение многочисленных гранитоидных плутонических интрузивов, что соответствовало качественно иному режиму тектонических движений. Все интрузивы пространственно приурочены к геосинклинальным трогам (преимущественно к их окраинам) в зонах мезозойской складчатости. Интрузии гранитоидов этой зоны также подразделяются на несколько сближенных во времени импульсов.

В этот период были сформированы наиболее крупные в складчатой зоне интрузивы гранитоидов батолитового типа, имеющие главным образом гранитный состав. Хотя эти интрузивы считаются глубинными, в действительности становление их происходило в условиях умеренных глубин. Некоторые из них непосредственно контактируют с Буордахским субвулканическим массивом. На основании достоверных геологических данных установлено, что граниты этого типа моложе дайковых, эффузивных и субвулканических образований.

Сопоставление минерального и химического состава показывает, что все перечисленные магматические образования не имеют в этом отношении заметных отличий, к тому же интервалы времени их становления невелики. Логично предположить, что они сформированы одним и тем же магматическим очагом (табл. 2).

Буордахский массив сложен главным образом субвулканическими породами неглубокого залегания. Эффузивные образования в комплексе Буордахского массива представлены небольшим объемом. Это наземная фазия субвулканического массива и связь между ними довольно отчетлива. Выходу эффузивов на поверхность способствовала весьма мобильная обстановка, что особенно проявляется на стыке разнородных структурных элементов. Объем их по сравнению с субвулканическими породами невелик. Однако за пределами массива аналогичные эффузивы пользуются более широким распространением. По-видимому, и те и другие относятся к одному или весьма сближенному этапу становления.

Вблизи субвулканического массива нередко прослеживаются дайкообразные апофизы и силлы, связь тех и других с массивом несомненна. Особенно отчетливо выступают апофизы. Протяженность их различная, но обычно ограничивается десятками—сотнями метров и лишь в единичных случаях достигает 1—1,5 км. Мощность апофиз также различна—от первых метров до 30 м. Они в ряде случаев образуют гребневидные выступы с крутыми и обрывистыми стенками (рис. 8).

Таблица 2

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БУОРДАХСКОГО  
СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА (ВЕС.%)

Компонент	275	51	107	40	319	240	162	50	194	261
SiO <sub>2</sub>	73,14	73,16	73,86	73,94	74,00	74,08	74,12	74,18	73,40	75,28
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,25	0,09	0,26	0,25	0,57	0,20	0,19	0,19	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,32	11,58	13,76	11,82	13,92	11,24	9,99	11,90	12,32	12,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	3,02	0,09	0,67	0,36	0,91	1,84	0,08	—	0,84
FeO	2,32	0,80	1,39	1,58	1,47	1,58	3,48	1,88	2,83	1,96
MnO	0,19	0,02	0,04	0,16	0,01	0,06	0,03	0,04	0,06	0,06
MgO	0,68	1,54	0,16	0,80	0,12	1,05	0,53	0,65	0,48	1,20
CaO	0,72	1,15	0,61	2,30	1,45	2,60	0,85	0,47	0,56	0,10
Na <sub>2</sub> O	2,87	3,05	3,13	5,11	3,34	3,51	3,51	3,87	3,66	5,07
K <sub>2</sub> O	5,56	3,90	5,67	3,00	4,70	4,15	4,41	4,43	4,30	2,34
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,07	0,21	0,16	0,19	—	0,06	0,06	—	0,23	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,88	1,28	0,56	0,40	0,53	0,88	0,79	2,28	0,56	0,56
CO <sub>2</sub>	—	0,40	—	0,36	0,50	—	—	—	0,29	—
SO <sub>3</sub>	—	0,37	—	0,08	—	—	—	0,05	—	—
Сумма	99,85	100,73	99,52	100,66	100,65	100,69	99,81	100,02	99,78	100,49

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	13,9	12,0	14,6	14,7	13,7	13,0	12,8	14,5	13,7	13,6
c	0,9	1,3	0,7	0,1	1,7	0,6	0,7	0,5	0,7	0,1
b	4,4	6,1	3,4	5,9	2,8	6,3	5,8	3,0	4,2	6,4
S	80,8	80,6	81,2	79,3	81,8	80,1	80,7	82,0	81,4	79,9
a'	7,9	5,3	51,7	—	32,9	—	—	—	19,1	31,9
f'	67,0	53,3	40,6	35,5	60,0	35,3	68,3	61,7	62,4	38,5
m'	25,1	41,4	7,7	21,6	7,1	26,8	14,7	35,8	18,5	29,6
c'	—	—	—	42,9	—	37,9	17,0	2,5	—	—
п	44,0	54,3	45,6	72,1	51,9	56,2	52,2	57,0	56,4	76,7
Q	+32,8	+35,9	+32,5	+29,1	+34,3	+33,6	+35,1	+34,5	+34,6	+32,6
a/c	16,4	8,8	20,4	14,7	8,0	21,1	17,9	30,2	21,0	13,6
G	14,9	41,0	2,2	9,1	10,8	11,7	16,2	2,2	—	10,5

Аналитики: И. М. Бендер, Г. Ф. Некрасова, В. Л. Ериоза.

Коллекция К. Н. Рудича.

Помимо апофиз, встречаются и самостоятельные дайки, образованные более поздним импульсом расплава, из которого ранее был сформирован и субвулканический массив. Такие дайки также хорошо выступают в рельефе и между ними и массивом фиксируются активные контакты (рис. 9).

Составной частью массива являются и пластовые интрузии мощностью в несколько десятков метров и протяженностью свыше одного километра. Структура и состав таких интрузий аналогичны массиву, но текстура их разная. Некоторые различия в текстуре и отчасти структуре наблюдаются в породах лежащего и висящего зальбандов.

Составную часть массива образуют и внешне обособленные куполовидные выступы, которые хорошо заметны в юго-западной части массива и нередко отчетливо фиксируются в рельефе (рис. 10). Такие выступы размещены обычно вдоль тектонических полос и подобно другим субвулканическим телам оказывают весьма слабое воздействие на вмещающую их толщу.

Размеры куполов и куполовидных выступов неодинаковы, в большинстве случаев они не превышают нескольких сот метров в поперечнике, но встречаются и более крупные, диаметром до 1,5 км. Крутизна контактов этих тел с вмещающей средой значительная — 30—35°, иногда и больше (до 60°). Подобно апофизам и дайкам, состав пород куполов аналогичен массиву, т. е. соответствует липариту.

Контакты пород Буордахского массива с вмещающими толщами имеют двоякую природу — в одних случаях они тектонические, в других — активные. Первые из них отвечают разломам, которые приводят к соприкосновению пород массива с докембрийскими и палеозойскими отложениями. Такие контакты прослеживаются иногда на протяжении десятков километров. В местах выхода на поверхность плоскости контактов обычно близки вертикальным.

Хорошо прослеживаются и активные контакты с вмещающими толщами, особенно мезозойскими. Иногда породы массива имеют секущий характер и воздействуют местами на осадочную толщу, как гипабиссальные интрузивы.

Изложенные материалы, касающиеся Буордахского массива, свидетельствуют о его субвулканической природе, что подтверждается не только крутыми и рвущими контактами. В некоторых местах породы массива обнажаются из-под кровли осадочной толщи, причем и в этом случае виден рвущий контакт. Как показывают наблюдения, подобные соотношения изверженных и осадочных пород характерны не только для Буордахского массива, но и для аналогичных по фациальному облику пород в пределах довольно протяженного пояса. Это свидетельствует о том, что субвулканические образования в пределах этой полосы имеют более широкое распространение.

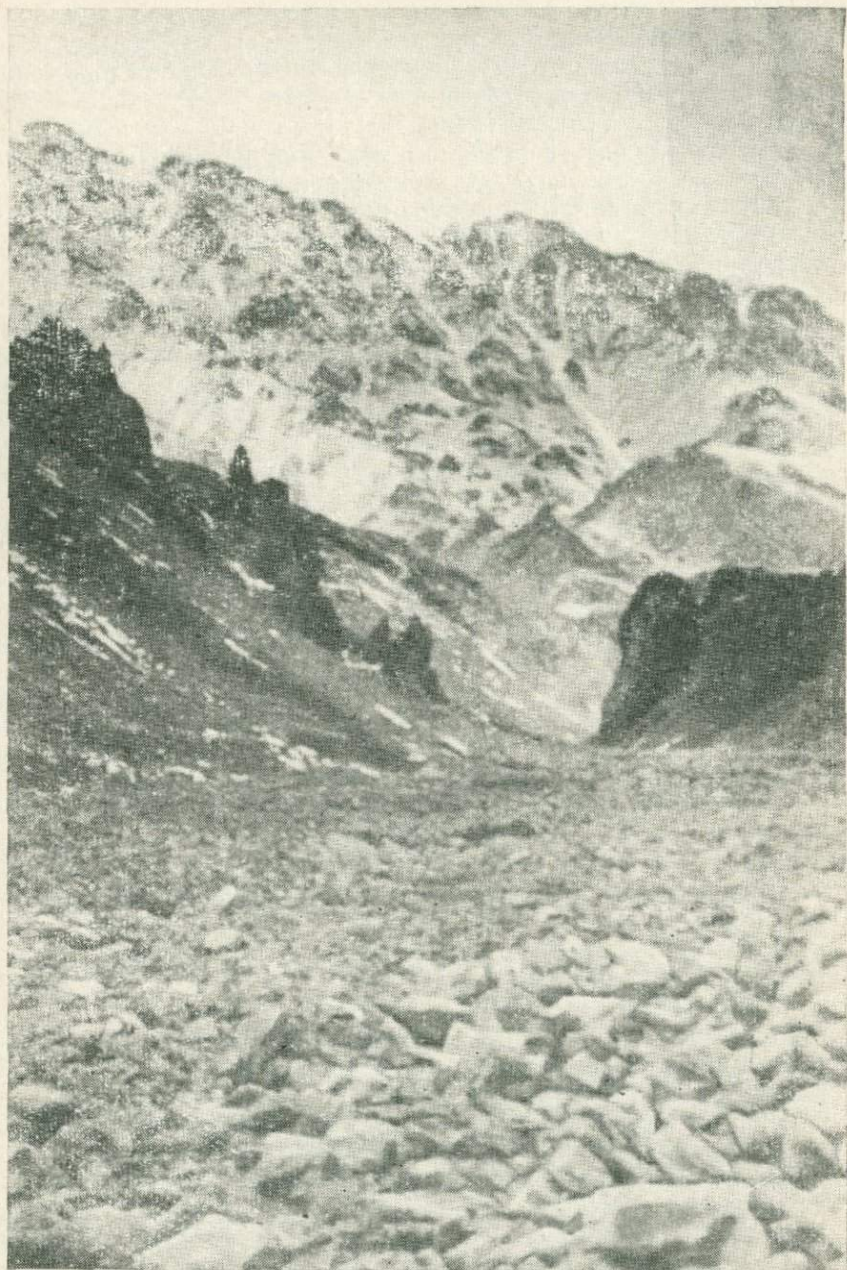


Рис. 8. Гребневидные выступы одной из апофиз вблизи Буордахского массива.  
Фото К. Н. Рудича

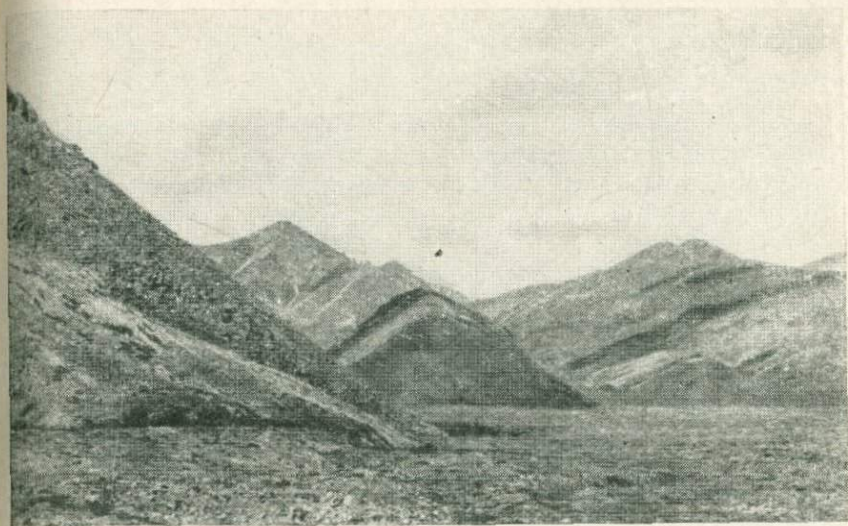


Рис. 9. Протяженная дайка липаритов среди осадочной толщи, которая прослеживается от Буордахского массива. Фото К. Н. Рудича

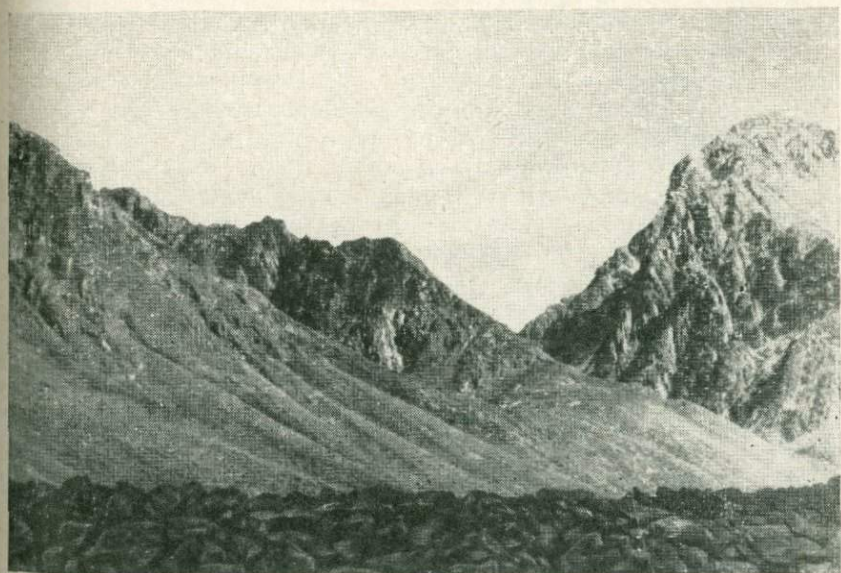


Рис. 10. Один из куполовидных выступов (справа), являющийся составной частью субвулканического комплекса. Фото К. Н. Рудича

## ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ САРЫ-КЫЛЛАХСКОГО СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА

Как уже упоминалось, вдоль зоны сочленения Колымского срединного массива и Яно-Колымской складчатой области чаще, чем в других местах, фиксируются субвулканические образования. Особенно яркой иллюстрацией может служить Буордахский субвулканический массив. К западу от него, вдоль той же зоны протяженностью 120—150 км, прослеживаются и другие субвулканические тела. Наибольшая сосредоточенность их имеет место в бассейне Индигирки, преимущественно в ее порожистой части.

Наиболее интересным здесь является субвулканический массив бассейна речки Сары-Кыллах (правого притока Индигирки). Этот массив площадью 100—110 км<sup>2</sup>, названный нами по имени этой речки, вытянут почти в широтном направлении протяженностью около 20 км (рис. 11). Вблизи его расположены и другие более мелкие субвулканические тела с отчетливо выраженной куполовидной формой (рис. 12).

В тектоническом отношении район развития субвулканических тел, к которому относится и Сары-Кыллахский, близок району Буордахского массива. Строение этого района сложное, что обычно свойственно местам стыка разных структурных элементов, в данном случае жесткого срединного (Колымского) массива и подвижной геосинклинальной области. Поэтому и здесь отмечается широкое развитие дизъюнктивных нарушений. Их возникновению способствовали разнообразие и разновозрастность стратиграфических комплексов, которые в неодинаковой степени испытывали воздействие процессов тектогенеза. Благодаря наличию жесткого массива, граничащего со складчатыми структурами, последние в северной части этого района приобрели изоклинальный характер. В общем случае Сары-Кыллахский субвулканический массив, как и другие магматические тела этой полосы, приурочен к относительно крупному разлому, который сопровождается многими тектоническими подвижками.

В более узком плане на этой сравнительно небольшой площади можно выделить несколько различающихся между собой структур, обусловленных близостью упоминавшегося срединного Колымского массива. Здесь прослеживаются разломные и чешуйчато-надвиговые дислокации. Они отчетливо отображают надвиговый характер в сторону геосинклинальной зоны. Прежде всего отмечается обилие складчатых дислокаций в краевой части Момской впадины (севернее Сары-Кыллахского массива), тесно прилегающей к геосинклинальной зоне.

На некотором удалении от этой границы, несколько ближе к геосинклинали, хорошо прослеживаются преимущественно дизъюнктивные нарушения, отразившиеся и на характере становления Сары-Кыллахского субвулканического массива. Дизъюнктивные

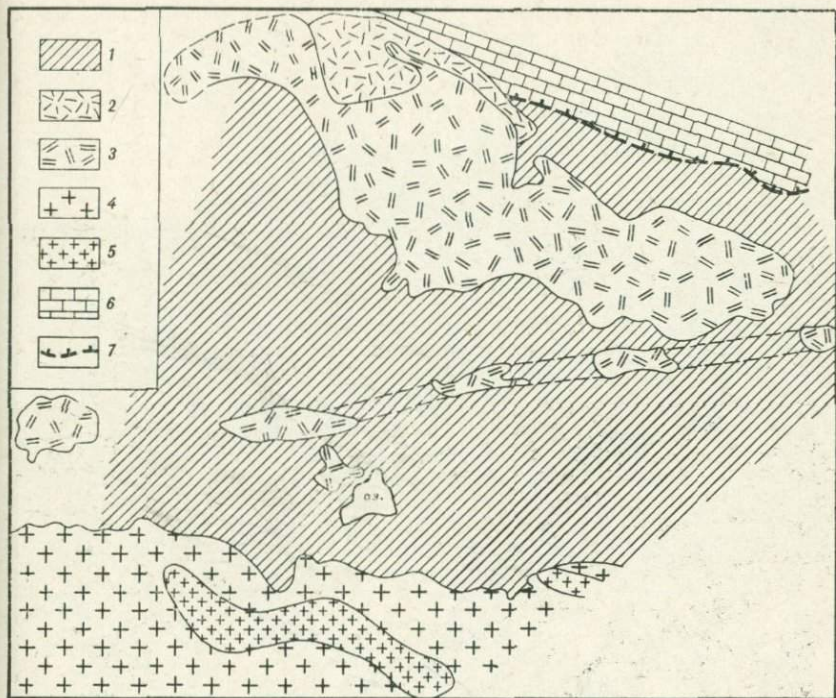


Рис. 11. Схематизированная геологическая карта Сары-Кыллахского субвулканического массива.

- 1 — аллювий, ледниковые отложения, осадочная толща;  
 2 — липариты (первый этап внедрения массива);  
 3 — дациты (второй, основной этап внедрения массива);

- 4 — граниты биотитовые;  
 5 — лейкократовые граниты;  
 6 — метаморфизованные известняки;  
 7 — тектонический разлом (граница интрагеосинклинали с жестким массивом).  
 Прерывистой линией ограничено тело Эгетыллыбыт.

нарушения способствовали образованию горстоподобного выступа, сложенного наиболее древними образованиями этого района — нижним и средним палеозоем.

Помимо разломных нарушений, здесь, как и вблизи границы со срединным массивом, отмечаются чешуйчато-надвиговые структуры, но несомненно значительно меньшего масштаба.

Преобладают в этом районе изоклиально-складчатые структуры, осложненные разломами. Они приурочены к южной части района, преимущественно к выходам средне- и верхнеюрских отложений, и отчасти, к перми и карбону. Здесь же фиксируются и наиболее глубокие врезы речной сети. С северной стороны район ограничен плоскостью надвига палеозоя, а с южной — активным контактом главным образом с Порожноцепинским и некоторыми



Рис. 12. Обособленный субвулканический купол левобережья Индигирки. Фото А. Морозова

другими гранитными интрузивами. К этому следует добавить, что, помимо перечисленных выше нарушений, имеется множество разноориентированных трещин, а также мелких пликативных складок, усложняющих строение района и геолого-тектонические позиции размещенных в нем магматических образований.

Помимо Буордахского и Сары-Кыллахского субвулканических массивов, несколько юго-западнее, ближе к Иньяли-Дебинскому синклинорию выступают и другие, но более мелкие субвулканические тела — Марка, Мунычанский и некоторые другие, а также своеобразный Хатысский близповерхностный массив. К последнему мы вернемся несколько позднее, а сейчас разберем более детально некоторые вопросы, касающиеся Сары-Кыллахского субвулканического массива.

*Строение и состав Сары-Кыллахского массива.* На первый взгляд может показаться, что Сары-Кыллахский субвулканический массив представляет собой не единое монолитное тело, а ряд изолированных, параллельно расположенных полос. Подобное внешнее впечатление усиливается еще и тем, что промежутки между отдельными выступами заполнены ледниковыми



Рис. 13. Сары-Кыллахский субвулканический массив. Вид с юго-запада. Хорошо видны скальные выходы пород и отдельные куполовидные выступы. Фото А. Морозова



Рис. 14. Сары-Кыллахский субвулканический массив (фрагмент). Куполовидный выступ с отчетливой столбчатой отдельностью. Фото К. Н. Рудича

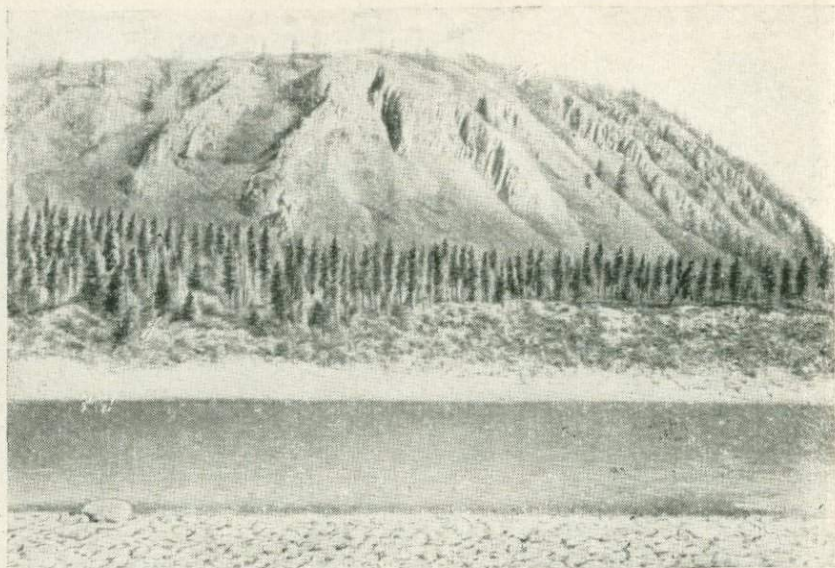


Рис. 15. Юго-Западная оконечность Сары-Кыллахского субвулканического массива. Левобережье Индигирки. Фото А. Морозова

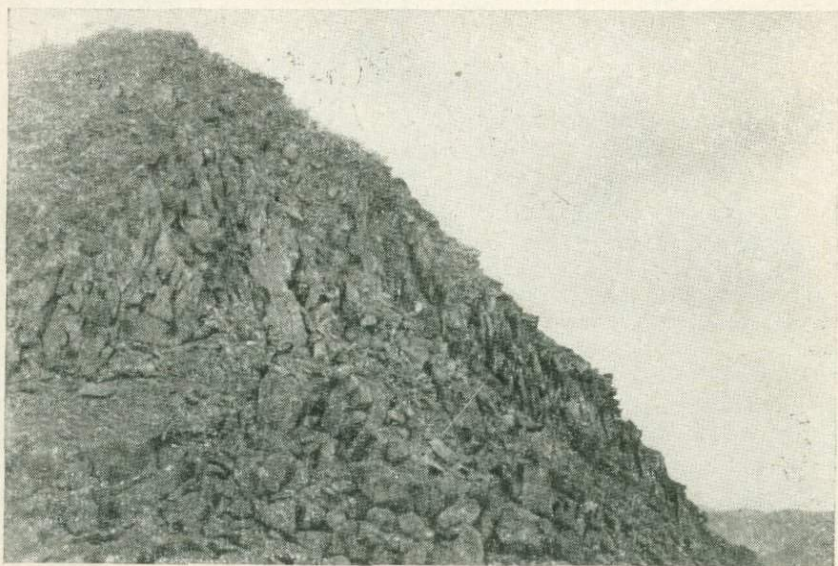


Рис. 16. Склон Сары-Кыллахского массива, на котором видна граница между столбчатой и глыбовой отдельностью. Фото А. Морозова

отложениями, а склоны закрыты обильной лесной растительностью. В действительности же это единый массив, выступающий среди осадочной толщи юры, расчлененный эрозионными процессами во многих местах на значительную глубину. Вблизи массива встречаются и мелкие, разобщенные тела, представляющие собой либо апофизы этого массива, либо же самостоятельные дайки, близкие по составу слагаемых их пород.

Сложность Сары-Кыллахского массива заключается и в том, что нередко контакты его с вмещающей средой завуалированы обилием осыпей или растительностью. Однако в некоторых местах активные контакты с осадочной толщей хорошо прослеживаются. По ним можно видеть, что крутизна их довольно значительная, иногда близкая к вертикальной.

Приведем некоторые примеры, подтверждающие наши взгляды на строение и характер Сары-Кыллахского субвулканического массива.

Сары-Кыллахский массив хорошо просматривается с юго-западной стороны. Хотя он здесь, как и во многих других местах, покрыт обильной растительностью, а иногда и осыпями, его монолитность все же видна (рис. 13). Массив сильно расчленен эрозионными процессами, в результате чего на нем возвышается множество куполовидных выступов, обособлений. В таких образованиях отчетливо прослеживается столбчатая отдельность на значительную глубину (рис. 14).

Долиной р. Индигирки массив прорезан на значительную глубину, что дает возможность просматривать его строение. Один из фрагментов массива, расположенный по левобережью Индигирки, имеет глубину вреза около 150 м (рис. 15). В нем повсеместно отчетливо выступает столбчатая отдельность. Состав пород, которыми сложен этот участок массива, относится к дацитам и мало изменяется, начиная от апикальной части и до наиболее глубокого вреза.

В некоторых местах массива можно наблюдать любопытное явление, где столбчатая отдельность как бы врастает в глыбовую (рис. 16). В данном случае столбчатость ограничивается примерно стометровой глубиной. Как упоминалось выше, в других местах этого же массива она прослеживается значительно глубже — до 150 м.

Текстурный рисунок пород массива далеко не постоянный, он меняется с глубиной. На 200-метровой глубине породы массива имеют уже плитчатую отдельность, расположенную под крутым углом к горизонту (рис. 17). Подобная текстура, переходящая в глыбовую, наблюдается и в других местах массива, в частности, в глубоко эродированных куполовидных выступах ручья Холмистого (рис. 18).

Становление Сары-Кыллахского массива происходило в несколько сближенных импульсов. Наиболее древним из них является протяженное дайкообразное тело, которое прослеживается



Рис. 17. Глубокий врез Сары-Кыллахского массива. Породы на такой глубине имеют плитчатую отдельность. Фото А. Морозова.

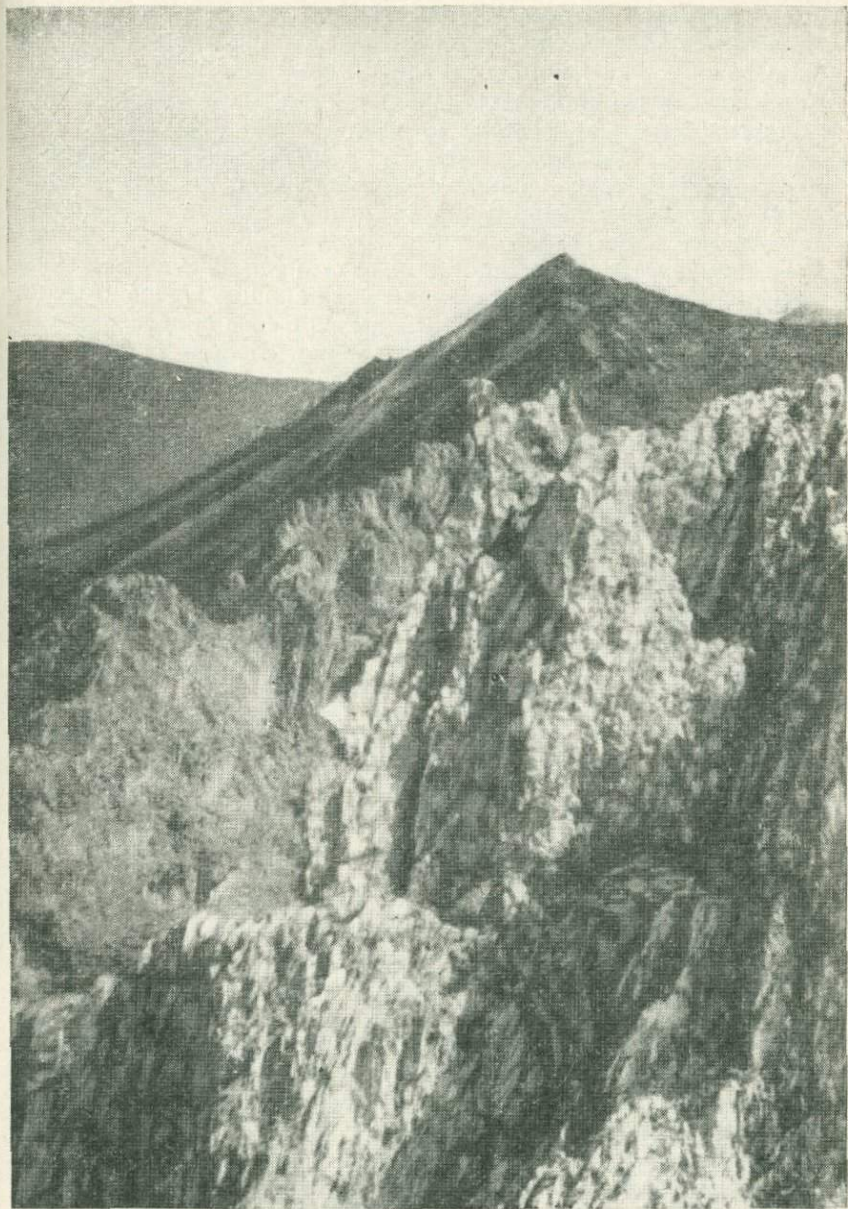


Рис. 18. Сары-Кыллахский массив. Сочетание глыбовой и плитчатой текстур.  
Фото Е. А. Сапожникова

в верховье руч. Эге-Тыллыабыт и среднем течении реки Кюел-лях-Мустах. Им заполнена протяженная трещина, расположенная в общем южнее и юго-западнее относительно монолитного Сары-Кыллахского массива. Непосредственные контакты этого субвулканического тела и Сары-Кыллахского массива отсутствуют. Не исключено, что это обособленное тело и среди субвулканических образований наиболее древнее. Протягиваясь с востока-северо-востока на запад-юго-запад, дайкообразное тело несколько раздуто в средней части (до 0,7 км в поперечнике) и заметно суживается на флангах. В средней части южнее этой полосы вблизи фиксируется еще один выход субвулканических пород. Очень похоже, что на небольшой глубине оба эти выхода соединяются между собой, а осадочная толща юры представляет собой в данном случае подобие нашлапки или остатка кровли.

Границы с вмещающей средой прослеживаются по коренным выходам. Контакт отчетливый, активный, с углом наклона к горизонту 80—85°. Контакт несколько расплывчатый, что в какой-то мере может свидетельствовать об остывании магматического расплава на некоторой глубине в закрытых условиях. Граница субвулканического тела прослеживается также по рельефу (протяженный выступ) и отчасти по окраске пород. По контакту каких-либо туфовых образований не имеется. Это типичное близповерхностное или субвулканическое тело, в данном случае не имеющее непосредственной связи с эффузивами.

Среди субвулканических образований породы дайкообразного тела имеют наиболее древний возраст, о чем свидетельствуют не только геологические позиции. Это же можно подтвердить и определением абсолютного возраста пород, выполненным по калиаргоновому методу ( $137 \pm 4$  млн. лет). Таким образом, заполненные расплавом протяженной трещины (или разлома) относится к верхней юре.

Состав описываемого тела дацитовый, с некоторым отклонением к андезитовой ветви. Это подтверждается как количественно-минералогическими подсчетами, так и особенно химическим анализом пород.

Во всех случаях основная масса в породе является преобладающей. Во вкрапленниках хорошо фиксируются крупные зерна плагиоклаза, а также кварца, роговой обманки, актинолита, биотита, причем последние два минерала нередко развиваются по роговой обманке.

После некоторого, вероятно, непродолжительного перерыва произошло внедрение расплава липаритового состава, с которого собственно и начинается формирование Сары-Кыллахского массива. Ими сложено небольшое, но в общем монолитное тело грушевидной формы, площадью около 10—12 км<sup>2</sup>.

По-видимому, такой необычный в данном случае антидромный характер в развитии магматической деятельности объясня-

ется тем, что после первого, дацитового импульса был перерыв, достаточный для того, чтобы в очаге произошла дифференциация расплава. Поэтому при очередном внедрении состав расплава был несколько кислее и относился уже к липариту.

Липариты распространены главным образом в нижнем течении р. Сары-Кыллах, а также на правом берегу Индигирки, где хорошо прослеживаются коренные выходы их. Залегание липаритов имеет чашеобразную форму и прослеживается на глубину до 500—600 м. В апикальной части липариты имеют фельзитовую структуру и весьма слабую раскristаллизацию. В породе имеются лишь единичные вкрапленники плагиоклаза и кварца.

На склоне левого водораздела р. Сары-Кыллах липариты имеют великолепный контакт с дацитами. По этому контакту уверенно прослеживаются взаимоотношения между ними. Если следовать снизу вверх от р. Сары-Кыллах к водоразделу с р. Сахынья, то вначале встретятся лишь одни липариты, затем вблизи контакта с дацитами как бы смесь тех и других. В дальнейшем отчетливо видны включения липаритов в дацитах. Ксенолиты разных размеров и относительно хорошей сохранности, т. е. мало изменены. Судя по характеру контакта, прослеженного в разных местах, можно убедиться в том, что крутизна его значительная. Туфовые образования в зоне контакта отсутствуют.

Таким образом, можно с уверенностью утверждать, что липариты в Сары-Кыллахском массиве относительно древние породы, обломки которых захватывались дацитами при их более позднем внедрении. Вероятно, это же может быть подтверждено и большей измененностью липаритов по сравнению с дацитами (появление хлорита, кальцита, гидромусковита, местами видна обильная ожелезненность и т. д.). К тому же по самому контакту в липаритах имеется небольшая полоса закалки.

Совсем немного времени спустя произошло внедрение дацитового расплава большого объема. Этим внедрением, в основном, и был сформирован Сары-Кыллахский субвулканический массив.

Дациты массива образуют резко выделяющиеся возвышенности, часто свободные от растительного покрова. Это в известной мере и вводит в заблуждение, создавая иллюзию разобщенных тел. Несомненно, как и некоторые другие магматические образования, дациты Сары-Кыллахского массива приурочены к разлому, а точнее серии разломов или ослабленной зоне.

Во многих местах имеются прекрасные обнажения дацитов, помогающие расшифровке их природы. Особенно эффектны они по правому берегу Индигирки (протяженностью до 2-х км). Такие же обнажения видны и на противоположном, левом берегу Индигирки. Одно из них частично продолжается уже в русле реки, образуя своеобразные пороги.

По правому берегу ручья Сахынья (впадает справа в Индигирку) особенно великолепны обнажения дацитов. Здесь на протяжении 3 км прослеживаются коренные выходы пород, местами с

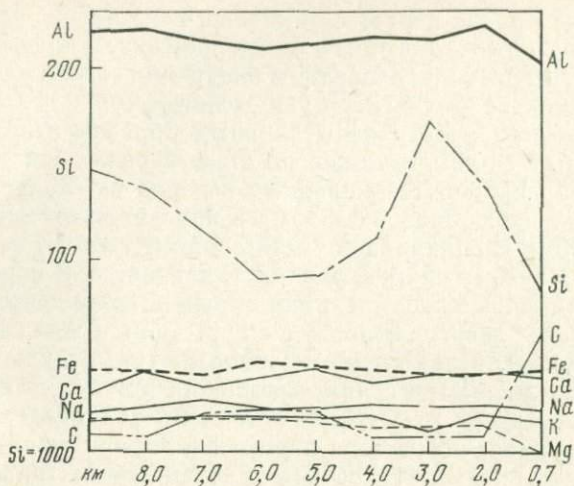


Рис. 19. Диаграмма привноса — выноса, составленная по данным пересчета (по Барту) химических анализов

обрывистыми, а то и нависающими скалами высотой на многие десятки метров.

Такие же скальные выходы выступают в верховье р. Сары-Кыллах и ручье Холмистом (левый приток Сары-Кыллаха). Имеются сходные обнажения в других местах. Вертикальная амплитуда в общей сложности достигает 1,0 км.

Дациты почти повсеместно имеют интрузивный облик, с порфировидной, иногда и резко порфировой структурой, что также свидетельствует о формировании их в закрытых камерах, но вблизи поверхности.

Это внедрение представлено главным образом роговообманковыми дацитами. Во вкрапленниках в них отчетливо прослеживаются плагиоклаз, кварц, биотит, пластинчатые зерна роговой обманки. Развита опацизация, особенно по биотиту. Хорошо выражены микрографические сростки. Вторичные изменения выражены серицитом, хлоритом, кальцитом, эпидотом, отчасти гидромусковитом. В основной массе различаются кварц, калиевый полевой шпат, биотит, альбитизированный плагиоклаз, а также хлорит, а из рудных — магнетит, ильменит.

Породы массива (преимущественно дациты) по контакту или вблизи его с осадочно-известковой толщей несколько изменяют свой состав. Данные пересчета химических анализов по Барту показывают, что содержание кремния в породах массива в зоне 5—6 км от контакта уменьшается с 1146 в неизменной части до 1090 ион, а затем вновь увеличивается до 1175 ион в зоне до 3 км от контакта. Общий вынос кремния составляет 223 иона.

Таблица 3

ДАННЫЕ ПЕРЕСЧЕТА (ПО БАРТУ) ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ДАЦИТОВ Р-НА Р. САРЫ-КЫЛЛАХ ОТ НЕИЗМЕНЕННЫХ К КОНТАКТУ С ИЗВЕСТНЯКАМИ

Образец	Расстояние от конт., в км.	Формула породы	Привнос	Вынос
7	8	$K_{18}Na_{23}Ca_{42}Mg_{17}Mn_1(Fe^2 + Fe^3)_{12}Al_{221}Ti_9Si_{1137}P_5C_7OH_{77}$	$K_2Na_3Ca_{12}Al_2P_1$	$Si_9C_1OH_9$
8	7	$K_{18}Na_{27}Ca_{31}Mg_{17}Mn_1(Fe^2 + Fe^3)_{10}Al_{215}Ti_9Si_{1116}P_4C_{20}OH_{98}$	$K_2Na_7Ca_4OH_{12}C_{12}$	$Fe_2Al_4Si_{30}$
10	6	$K_{18}Na_{23}Ca_{38}Mg_{17}Mn_1(Fe^2 + Fe^3)_{17}Al_{211}Ti_{11}Si_{1090}P_4C_{23}OH_{116}$	$K_2Na_3Ca_8Fe_5Al_3Ti_2C_{15}OH_{30}$	$Si_{56}$
11	5	$K_{17}Na_{23}Ca_{44}Mg_{16}Mn_1(Fe^2 + Fe^3)_{46}Al_{214}Ti_{11}Si_{1093}P_4C_{22}OH_{110}$	$K_1Na_3Ca_{14}Fe_4Ti_2C_{14}OH_{24}$	$Mg_1Al_5Si_{53}$
14	4	$K_{19}Na_{25}Ca_{37}Mg_{13}(Fe^2 + Fe^3)_{43}Al_{218}Ti_2Si_{1111}P_3C_8OH_{112}$	$K_3Na_5Ca_7Fe_1Ti_2OH_{26}$	$Mg_4Al_1Si_{35}P_1$
28/1	3	$K_{11}Na_{24}Ca_{41}Mg_{14}(Fe^2 + Fe^3)_{42}Al_{216}Ti_9Si_{1175}P_3C_8OH_{59}$	$Na_4Ca_{11}Si_{29}$	$K_5Mg_3Al_3P_1OH_{27}$
19	2	$K_{20}Na_{25}Ca_{42}Mg_{14}Mn_1(Fe^2 + Fe^3)_{41}Al_{224}Ti_9Si_{1139}P_7C_9OH_{68}$	$K_4Na_5Ca_{12}Al_5P_3C_1$	$Mg_3Fe_1Si_7OH_8$
18	0.7	$K_{17}Na_{23}Ca_{40}Mg_1Mn_1(Fe^2 + Fe^3)_{44}Al_{204}Ti_8Si_{1084}P_3C_{62}OH_{112}$	$K_1Na_3Ca_{10}Fe_2C_{54}OH_{26}$	$Mg_{16}Al_{15}Ti_1Si_{62}P_1$
Общий баланс:			$K_{10}Na_{33}Ca_{78}Fe_9Ti_5C_{95}OH_{74}$	$Mg_{27}Al_{18}Si_{223}$

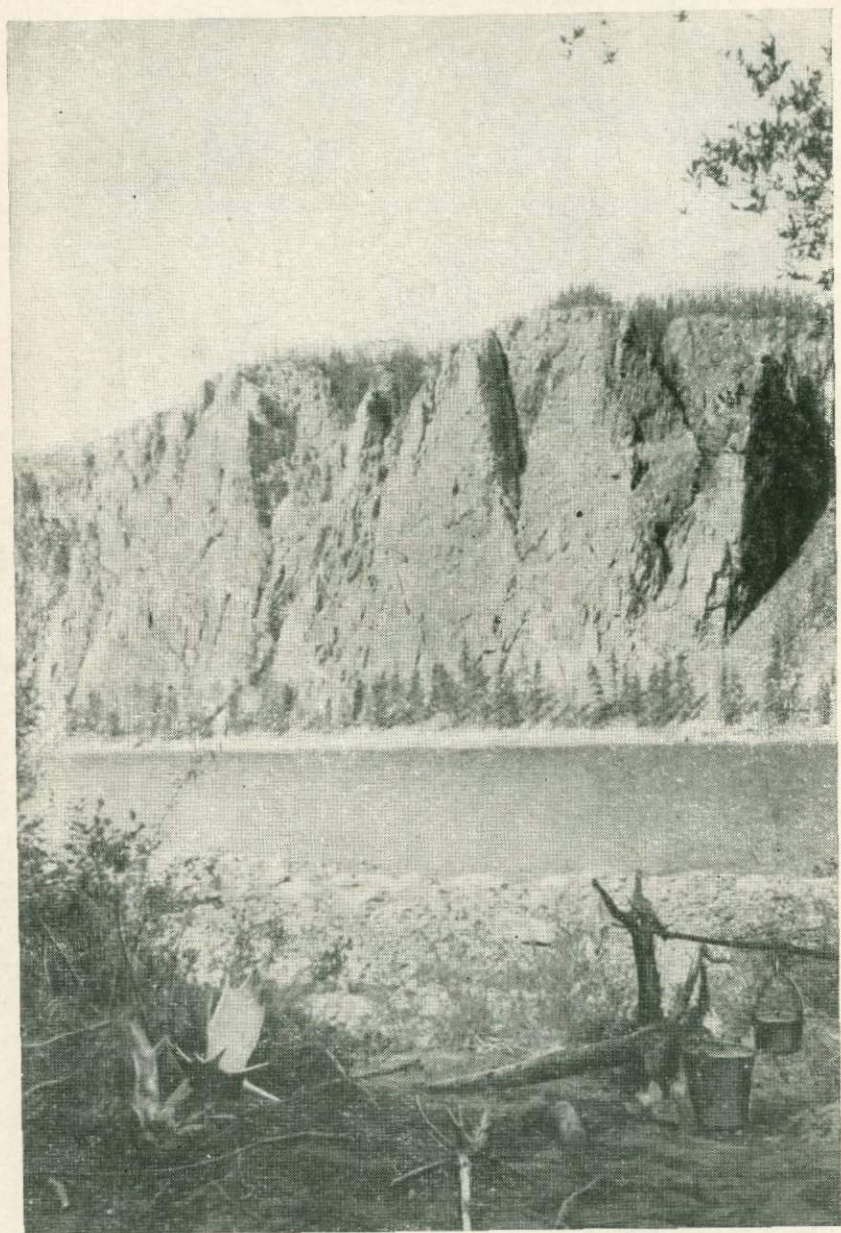


Рис. 20. Известковистая толща вблизи контакта с жестким массивом дислоцирована и метаморфизована. Фото А. Морозова

Вынос магния невелик, содержание его постепенно уменьшается от 27 до 1 иона. Столь же мал и вынос алюминия — всего 18 ион. Количество ионов кальция в разрезе плавно увеличивается. Происходит общий привнос щелочей, как результат ассимиляции вмещающей толщи во время внедрения дацитового расплава либо же метасоматоза из зон контакта.

Детали привноса-выноса из разных зон (удаленности от контакта) видны из табл. 3 и диаграммы, составленной по данным этой таблицы (рис. 19).

Во всех случаях близость контакта с известковистой толщей и наличие жесткого упора сказывается как на самом внедрении, так и на постмагматическом изменении пород. Известковистая толща по контакту весьма дислоцирована (рис. 20).

Помимо дацитов и липаритов, в массиве встречаются породы, тяготеющие в одних случаях к кислой разновидности — липарито-дациту, в других — к более основному ряду — андезито-дациту.

Таким образом, Сары-Кыллахский субвулканический массив состоит из следующих элементов (в объемном отношении): 1 — относительно монолитного тела, сложенного в основном дацитами; 2 — составной частью его являются липариты, которыми сложена северо-западная часть массива; 3 — линзовидных и штокообразных тел, сложенных дацитами и расположенных в периферической части массива; 4 — дайкообразных тел, породы которых относятся к дациту, иногда отклоняющиеся к липарито-дациту и андезито-дациту.

Химизм пород, слагающих Сары-Кыллахский массив, отражен в табл. 4. Он подтверждает принадлежность пород Сары-Кыллахского массива к кислым разновидностям — липаритам и дацитам.

Следует отметить, что массив сильно расчленен и «распахан» ледниковой деятельностью, из-за чего также создается ложное впечатление о разрозненности и обособленности его выходов.

Общая последовательность в становлении Сары-Кыллахского субвулканического комплекса во времени такова: 1 — протяженное дайкообразное тело в основном дацитового состава, которое прослеживается на 10—12 км по руч. Эге-Тыллыабыт и р. Кюеллях-Мустах, а также куполовидный выступ. Связь их с массивом лишь косвенная, непосредственного контакта нигде не обнаружено; 2 — образование лаполитообразного тела липаритов, органически входящего в состав Сары-Кыллахского массива; 3 — внедрение дацитов, которыми в основном и сложен субвулканический массив (они составляют около 96% по площади); 4 — дайкообразные тела небольшой протяженности и мелкие штоки, расположенные по периферии массива. Поскольку их структура и состав аналогичны дацитам (с незначительными отклонениями), то не исключено, что становление их синхронно основному дацитовому импульсу.

В табл. 5 приведено определение абсолютного возраста пород по кали-аргоновому методу первых трех разновидностей.

Таблица 4

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД САРЫ-КЫЛЛАХСКОГО СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА

Компонент	37	11	10	18	14	38	8
SiO <sub>2</sub>	61,40	62,28	62,60	62,70	63,04	63,36	63,60
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,85	0,86	0,60	0,82	0,60	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,74	15,56	15,42	15,03	15,73	15,96	15,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	1,34	1,29	0,96	1,83	0,13	0,98
FeO	5,18	4,60	4,97	4,94	3,69	6,24	4,30
MnO	0,14	0,12	0,14	0,16	0,11	0,12	0,14
MgO	2,84	1,20	1,33	0,08	0,97	1,48	1,27
CaO	4,62	4,71	4,04	4,28	3,92	4,92	3,61
Na <sub>2</sub> O	2,61	2,77	2,70	2,77	2,99	2,79	3,16
K <sub>2</sub> O	2,40	3,11	3,17	3,08	3,44	2,87	3,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,34	0,48	0,40	0,64	0,72	—	0,36
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,57	1,87	2,00	1,94	1,89	1,02	1,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,25	0,24	0,23	0,23	0,22	0,26
CO <sub>2</sub>	0,18	0,92	0,95	2,62	0,34	—	0,84
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,83	100,06	100,13	100,05	99,72	99,71	99,82

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	9,6	11,1	11,0	11,3	12,1	10,6	12,2
c	5,8	5,4	5,1	5,1	5,0	5,7	4,6
b	11,9	8,7	8,8	6,7	7,2	9,4	7,9
S	72,7	74,8	75,1	76,9	75,7	74,3	75,3
a'	5,2	—	3,2	—	—	—	5,4
f'	52,9	68,0	70,2	90,9	75,6	67,5	66,4
m'	41,9	24,5	26,6	2,2	24,0	27,5	28,2
c'	—	7,5	—	6,9	0,4	5,0	—
n	62,3	57,5	56,4	57,8	56,9	59,6	59,3
Q	+20,4	+22,1	+22,9	+26,0	+22,3	+22,0	+21,9
a/c	1,6	2,1	2,1	2,2	2,4	1,9	2,7
G	8,9	13,8	13,0	13,2	22,9	1,2	11,0

1-я фаза внедрения (дациты) обр. 3, 37, 38; 2-я фаза внедрения (липариты) обр. 23, 24, 36; 3-я фаза внедрения (дациты) обр. 6, 7, 8, 10, 11, 14, 18, 19, 28/1.

	19	7	6	3	28/1	36	24	23
	64,00	64,10	64,20	64,48	64,74	72,02	72,14	73,90
	0,68	0,63	0,63	0,63	0,60	0,17	0,13	0,20
	16,02	15,82	15,67	16,02	15,16	15,03	13,05	13,20
	0,90	1,41	1,16	1,04	1,84	—	1,19	0,26
	4,34	3,91	4,37	4,60	3,36	2,43	1,41	1,77
	0,14	0,14	0,14	0,14	0,11	0,03	0,07	0,05
	1,06	1,37	1,28	1,51	1,03	0,32	0,25	—
	4,38	4,41	3,12	4,46	4,17	1,80	2,32	1,53
	2,92	2,67	2,36	2,70	2,70	3,00	3,00	2,48
	3,07	3,12	2,82	2,75	2,92	3,78	2,98	4,44
	0,38	0,40	0,50	0,28	0,75	—	0,84	0,20
	1,15	1,31	1,45	1,03	1,97	2,21	1,90	1,15
	0,37	0,29	0,26	0,27	0,21	0,14	0,10	0,18
	0,34	0,28	0,30	0,10	0,30	0,30	0,98	0,44
	—	—	1,56	—	—	—	—	—
	99,75	99,86	99,83	100,01	99,86	100,31	100,36	99,80

11,3	10,7	9,5	10,2	10,6	11,9	11,0	11,7
5,5	5,6	3,9	5,6	5,3	2,1	2,8	1,8
7,1	7,7	11,8	8,8	6,9	6,2	3,8	3,9
76,1	76,0	74,8	75,4	77,2	79,8	82,4	82,6
—	0,6	35,5	7,7	—	55,0	24,0	51,3
73,2	68,1	45,7	62,6	73,4	36,5	64,7	48,7
26,1	31,3	18,8	29,7	26,3	8,5	11,3	—
0,7	—	—	—	0,3	—	—	—
59,1	56,5	56,0	59,9	58,4	54,1	60,5	45,9
+24,1	+24,9	+30,0	+25,1	+27,9	+33,6	+40,1	+40,0
2,1	1,9	2,4	1,8	2,0	5,6	3,9	6,4
11,2	16,2	8,6	10,3	23,7	—	27,2	5,6

Анализы выполнены в химической лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР аналитиками Г. П. Новоселцкой, Н. А. Соловьевой, Т. Г. Осетровой.

Таблица 5

ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД ПО ПРАВОБЕРЕЖЬЮ  
БАССЕЙНА Р. ИНДИГИРКИ (РЕЧЕК САРЫ-КЫЛЛАХ И КЮЕЛЛЯХ-МУСТАХ,  
РУЧЬЯ ЭГЕ-ТЫЛЛЫАБЫТ)

Лабораторный номер	Образец	Порода	Место взятия	K <sub>2</sub> O, %	Возраст (млн. лет)	Число определений
5192	8	Дацит	Сары-Кыллах, левый исток ручья Холмистого	3,67±0,06	131±5	2
5194	10	Дацит	рч. Сары-Кыллах, правый исток ручья Холмистого	3,42±0,01	122±	2
5198	19	Дацит	Левый борт ручья Сары-Кыллах, низовье	2,79±	127±4	2
5200	24	Липарит (несколько измененный)	Левый борт рч. Сары-Кыллах, низовье	2,96±0,01	125±2	2
5202	36	Липарито-дацит	рч. Кюеллях-Мустах	4,46±0,02	121±5	3
5203	37	Дацит	ручей Эге-Таллыабыт	3,30±0,01	137±4	3

Определение проведено 7.V 1973 г. в Лаборатории абсолютного возраст Института геологии и геофизики СО АН СССР (Новосибирск).

Определение произвел зав. лабораторией Л. В. Фирсов.

Наиболее древними (137±4 млн. лет) являются дациты руч. Эге-Тыллыабыт и р. Кюеллях-Мустах. Далее следуют липариты (125±2 млн. лет). По определению абсолютного возраста они перемежаются с дацитами массива. Однако геологические позиции неоспоримо свидетельствуют о том, что липариты древнее дацитов. Это подтверждается многочисленными включениями липаритов в дацитах. И, наконец, дациты массива, имеющие возраст (абсолютный) от 122 до 131 млн. лет. Вероятно, некоторый разброс в возрасте пород указывает на то, что в данном случае внедрение расплава происходило в несколько, весьма близких импульсов.

## ХАТЫССКИЙ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЙ МАССИВ И ЕГО ОСОБЕННОСТИ

Хатынский массив сравнительно небольшой, площадь его на современном эрозионном уровне не превышает 50 км<sup>2</sup> (рис. 21). Он имеет очертания, близкие к эллипсу, и опоясан несколькими раз-

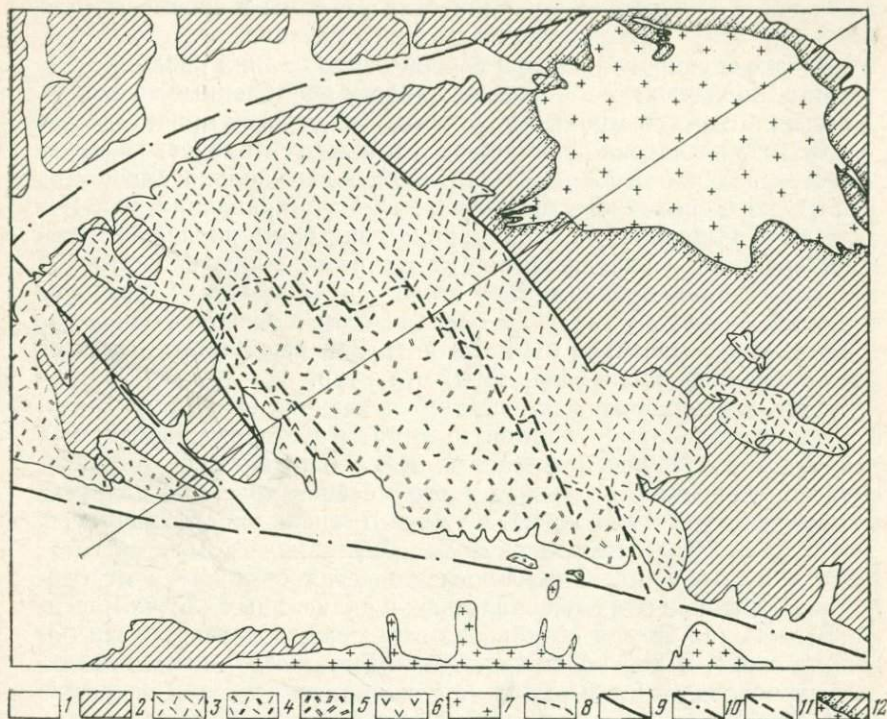


Рис. 21. Геологическая карта Хатысского субвулканического массива (схема)

- |                                       |  |
|---------------------------------------|--|
| 1 — аллювиальные отложения;           | 8 — предполагаемый контакт (маломощные зоны брекчирования);  |
| 2 — осадочная толща юрского возраста; | 9 — разлом установленный;                                    |
| 3 — липариты;                         | 10 — разлом предполагаемый (скрытый);                        |
| 4 — липарито-дациты;                  | 11 — кулисообразный разлом (зона повышенной трещиноватости); |
| 5 — дациты;                           | 12 — приконтактная ороговикованная полоса осадочных пород    |
| 6 — андезиты;                         |  |
| 7 — граниты;                          |  |

ломами, которые в конечном счете образуют вокруг массива почти замкнутую кольцевую структуру. Особенно хорошо выделяются два относительно крупных разлома — Хатысский с севера и Нуринский с юга. Первый из них протягивается по долине р. Хатыс-Юрях, экранируя северные границы Хатысского массива, а также является границей между последним и гранитоидным массивом Сууру. Нуринский разлом имеет более отчетливые полудуговые очертания, которыми в основном и образована кольцевая структура, обрамляющая массив с юго-востока, юга и юго-запада. В некоторых местах можно проследить крутизну падения разлома, которая колеблется в интервале  $65-80^\circ$ . Как Хатыс-

ский, так и Нуринский тектонические разломы в своем появлении опережают становление Хатысского массива.

Разломы сопровождаются серией более мелких разломов или трещин, образующих в общей сложности ослабленные зоны. Помимо них, имеется множество трещин без строгой ориентировки.

Хатысский массив расположен в том же тектоническом поясе, что Буордахский и Сары-Кыллахский, но несколько смещен от Колымского срединного массива в южном направлении, ближе к Иньяли-Дебинскому синклинию. Осевая часть последнего сложена средне- и верхнеюрскими отложениями, а крылья — нижней юрой и верхним триасом. Для этого синклиния характерен сложный линейный характер складчатости, большое количество гранитоидных массивов и малых интрузий различного состава, расположенных вдоль складчатых структур.

Массив неоднороден по составу слагающих его пород. В нем отчетливо выделяются липариты, дациты и отчасти андезиты, а также промежуточные разности их. Как и в других субвулканических образованиях, в породах этого массива довольно разнообразны текстура и структура, а также степень кристалличности.

Подобно Сары-Кыллахскому субвулканическому массиву, здесь в породах отчетливо прослеживается столбчатая отдельность, особенно в близповерхностных и апикальных частях массива. В глубоких врезках столбчатая отдельность сменяется глыбовой (рис. 22). В неглубоко эродированных местах видны небольшие гребневидные выступы с тонкоплитчатой отдельностью (рис. 23). Встречаются и промежуточные разности текстур, что в общей сложности обусловлено разнообразием состава пород этого массива и его значительной эродированностью.

В некоторых местах, сопряженных с зонами трещиноватости, а также прерывистыми горизонтами на границе липаритов и дацитов, встречаются брекчированные породы. Подобные или близкие к ним брекчии (но значительно в большем масштабе) развиты и в других районах, в том числе в пределах Тарынского и Буордахского субвулканических массивов. Обычно они образуются в закрытых камерах и представляют собой подземные эксплозии (Иванкин, 1962; Рудич, 1966).

Горизонты брекчирования (обычно они маломощные) заметно изменены гидротермальными процессами. Как показывают пересчеты химических анализов по Барту, в таких горизонтах повышенный вынос кремния, алюминия и калия, и привнос кальция, карбоната, трехвалентного железа и гидроксильной группы.

Становление субвулканического массива относится к верхнеюрскому-нижнемеловому времени, причем, как об этом свидетельствуют геологические данные, это происходило в такой последовательности: липариты → дациты → андезиты. Наиболее древние среди них липариты. Они распространены широкой полосой северо-западного направления и ими сложена большая часть массива на южной и юго-западной стороне его. Липариты представ-

ляют собою слабо раскристаллизованные либо со стекловатым базисом породы, с содержанием вкрапленников не более 30%. Следующим этапом внедрения были дациты, занимающие несколько меньше половины массива и также расположены половиной северо-западного направления. Возрастные соотношения дацитов и липаритов выяснены с достаточной полнотой и более древний возраст последних не вызывает сомнения. Гипсометрически дациты расположены ниже липаритов. В них четко фиксируются крупные выделения вкрапленников плагиоклаза, а также значительно уступающие им по размеру зерна кварца и хлоритизированного биотита. Около 50% в породе принадлежит раскристаллизованной основной массе.

Наименьшая роль в этом комплексе магматических пород в массиве принадлежит андезитам. Они расположены в северо-восточной части его на небольшой площади, занимая всего несколько квадратных километров.

Такое разнообразие пород массива отчасти обуславливает и их текстурно-структурные разновидности. Объясняется это еще и тем, что Хатысский субвулканический массив эродирован на значительную глубину. Породы его заметно изменяются и под влиянием постмагматических процессов. В целом же массив сформировался вблизи поверхности, с выходом небольшой части расплава на поверхность. Это один из случаев, позволяющий проследить непрерывность становления субвулканического массива в результате пульсационной подачи уже отдифференцированного расплава, а также выяснить переходы между субвулканическими и эффузивными образованиями. О наличии эффузивной фации могут свидетельствовать встречающиеся туфы.

Несколько в стороне от массива отчетливо прослеживается протяженная и сравнительно узкая полоса липарито-дацитов. Эта обособленная гряда пород, ограниченная с юго-запада и северо-востока разломами, вероятно, была сформирована позднее Хатысского массива в целом. Породы липарито-дацитового состава очень своеобразны, имеют явно интрузивный облик, отчетливо выраженную порфиловую и порфировидную структуру, где в качестве крупных вкрапленников хорошо фиксируются полевые шпаты. По внешнему облику участки этой гряды, сложенные липарито-дацитами, напоминают порфиры гранитоидного состава.

В субвулканическом массиве, независимо от состава пород, вблизи контакта его с вмещающей толщей обычно прослеживаются порфиновые разности их, со стекловатым базисом. Последний по объему составляет 50—60%. По мере удаления от контакта базис постепенно теряет стекловатый облик и заметно увеличивается степень кристалличности его.

Как показывают силикатные анализы пород этого массива, состав их в общем соответствует трем упоминавшимся разновидностям — липаритам, дацитам и андезитам (табл. 6). Первые две разновидности пород господствуют в массиве, андезиты же

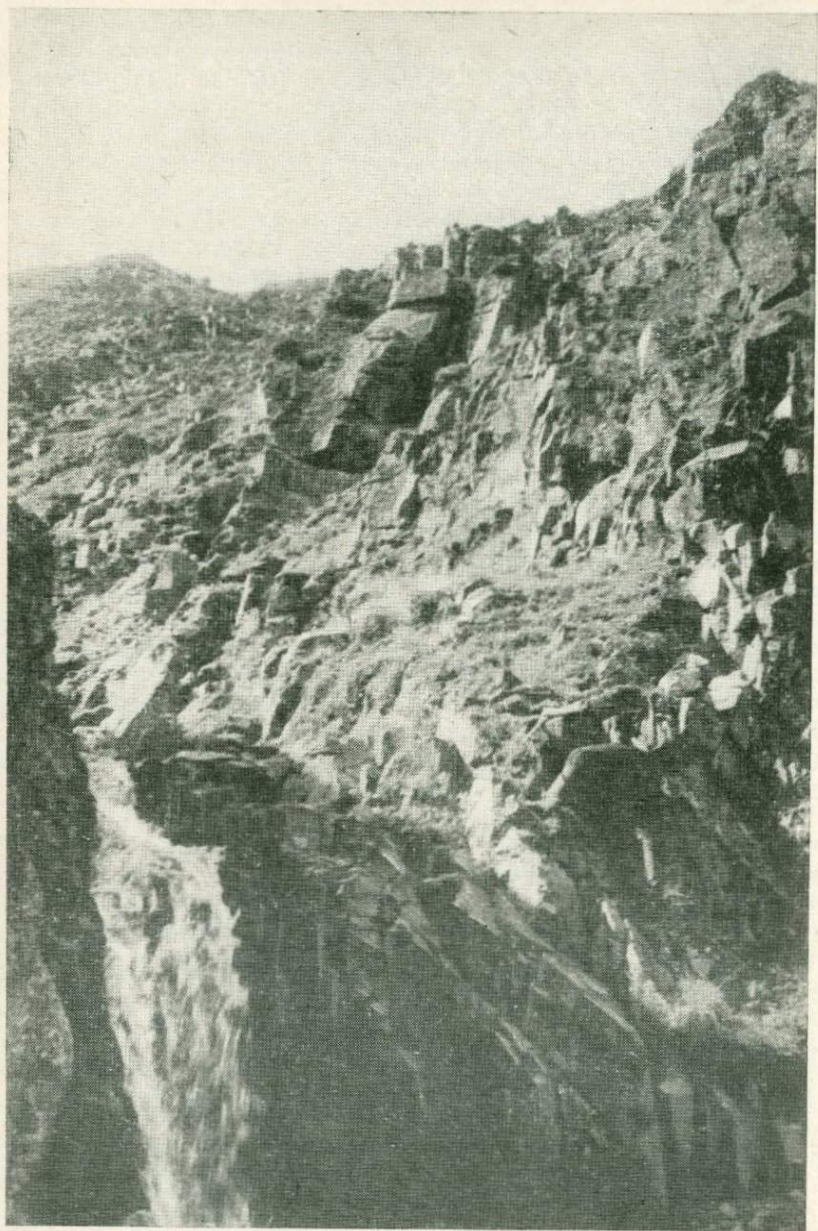


Рис. 22. Глубокий врез Хатынского субвулканического массива. Фото Е. А. Сапожникова

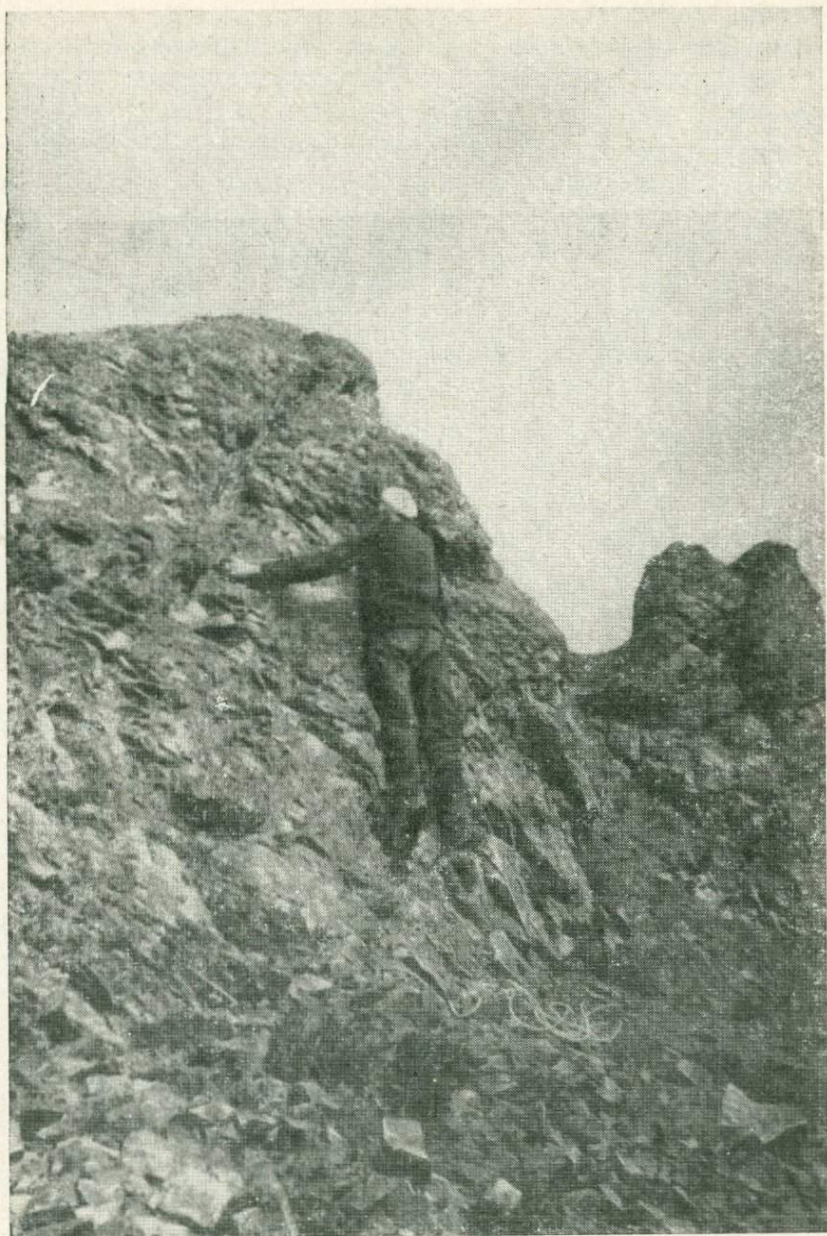


Рис. 23. Гребневидный выступ на середине Хатинского массива с плитчатой и отчасти глыбовой отдельностью. Фото Е. А. Саложникова

Таблица 6

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ПОРОД ХАТЫССКОГО СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА

Компонент	89	90	85	86	46	55	84	94	77
SiO <sub>2</sub>	58,46	59,12	61,18	61,26	61,68	63,36	64,12	65,33	67,06
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,81	0,56	0,51	0,73	0,65	0,39	0,52	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	16,65	15,19	16,40	16,45	15,97	15,80	17,21	14,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	2,62	1,46	0,98	0,45	—	0,42	0,76	0,03
FeO	5,55	4,28	3,36	5,26	4,35	3,51	5,29	3,02	3,76
MnO	0,04	0,16	0,14	0,10	0,08	0,06	0,09	0,04	0,14
MgO	2,85	2,07	1,02	2,94	1,47	1,99	1,98	1,56	1,17
CaO	7,32	6,08	6,32	4,34	3,26	3,34	4,04	2,80	2,70
Na <sub>2</sub> O	2,16	2,70	3,21	2,10	3,25	2,62	2,88	2,90	3,24
K <sub>2</sub> O	1,80	2,40	2,35	2,35	2,46	2,50	2,51	2,25	2,66
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	0,38	0,32	0,34	0,29	0,35	0,22	0,10	0,32
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,21	2,14	2,55	2,37	3,29	2,65	1,29	2,27	2,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,22	0,18	0,16	0,21	0,19	0,16	0,23	0,17
CO <sub>2</sub>	2,26	0,78	2,26	0,70	2,28	2,88	0,50	0,50	1,78
S	0,08	—	—	0,07	—	—	0,13	0,46	—
Сумма	100,25	100,41	100,1	99,88	100,25	100,07	99,82	99,84	99,84

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	7,9	10,0	11,1	8,2	11,2	9,7	10,2	9,6	11,2
c	7,6	6,8	5,2	5,4	4,1	4,2	5,0	3,4	3,3
b	13,3	11,5	9,6	16,6	10,9	11,0	10,3	12,7	7,6
S	71,2	71,7	74,1	71,8	73,8	75,1	74,5	74,3	77,9
a'	—	—	—	23,6	32,2	36,3	13,2	51,5	23,6
f'	46,6	59,1	50,5	41,5	44,0	32,0	53,8	27,8	49,9
m'	38,8	32,1	19,0	34,9	23,8	31,7	33,0	20,7	26,5
c'	14,6	8,8	30,5	—	—	—	—	—	—
n	64,6	63,1	67,5	57,6	66,8	61,4	63,6	66,2	64,9
Q	+19,3	+16,7	+20,8	+21,6	+21,0	+26,5	+23,6	+25,9	+30,0
a/c	1,0	1,5	2,1	1,5	2,7	2,3	2,0	2,8	3,3
G	3,8	20,5	13,8	5,9	3,7	—	3,5	5,1	0,3

Анализы выполнены в химической лаборатории Института вулканологии ДВНЦ

	62	48	52	54	79	83	59	81	68	82	66
	67,10	67,60	67,98	68,19	68,56	69,00	69,26	70,70	73,06	73,66	74,00
	0,30	0,40	0,40	0,45	0,10	0,25	0,35	0,20	0,03	0,09	0,08
	16,26	15,65	15,18	15,57	16,45	15,22	14,37	15,44	14,04	14,45	13,75
	—	0,28	0,79	—	0,57	—	0,04	0,27	1,66	1,45	0,14
	2,86	3,25	2,87	3,70	1,98	3,83	2,87	2,30	0,80	1,18	1,66
	0,04	0,05	0,07	0,07	0,03	0,08	0,06	0,03	0,03	0,05	0,02
	0,13	0,34	0,50	1,16	0,04	1,05	1,02	0,74	—	0,66	0,12
	3,29	3,02	2,28	2,47	2,96	1,70	1,86	0,84	1,48	0,30	0,65
	2,50	3,16	3,25	3,44	3,86	2,88	3,59	3,96	3,75	2,70	2,88
	2,83	2,95	3,19	3,06	2,31	3,12	3,30	2,62	3,30	3,00	3,78
	1,08	0,40	0,30	0,08	0,58	0,24	0,14	0,12	0,42	0,26	0,07
	0,98	1,48	1,51	1,70	1,20	1,85	1,53	1,67	0,64	1,84	1,37
	0,20	0,13	0,17	0,16	0,24	0,12	0,16	0,16	0,10	0,08	0,09
	2,05	1,40	1,70	0,30	1,05	0,71	1,16	0,66	0,86	0,30	0,80
	0,83	0,06	0,06	—	0,09	0,07	0,07	—	0,08	0,07	—
	100,44	100,17	100,25	100,34	100,02	100,12	99,78	99,71	100,25	100,09	99,81

	9,9	11,4	11,8	11,9	12,0	10,6	12,6	12,1	12,7	9,7	11,4
	4,1	3,7	2,8	2,8	3,6	2,0	2,3	1,0	1,8	0,3	0,8
	7,3	6,4	7,4	8,3	5,5	10,6	6,5	9,4	4,3	11,2	6,6
	78,7	78,4	78,0	77,0	78,9	76,8	78,6	77,5	81,2	78,8	81,2
	58,3	37,5	41,0	33,8	54,6	49,4	30,8	63,3	49,4	70,3	72,3
	38,6	53,4	47,5	42,7	44,1	34,2	42,9	24,9	50,6	20,3	24,8
	3,1	9,1	11,6	23,5	1,3	16,4	26,3	12,8	—	9,4	2,9
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	57,3	62,0	60,8	63,1	71,8	58,4	62,3	69,7	62,3	57,8	53,7
	+33,4	+30,3	+29,5	+27,1	+30,1	+30,3	+29,7	29,9	+35,2	+37,9	+39,0
	2,4	3,1	4,2	4,0	3,3	5,3	5,6	12,1	7,2	32,?	14,9
	—	3,8	9,2	—	9,0	—	0,5	2,4	32,5	10,5	1,7

АН СССР. Аналитики: Т. В. Долгова, Г. В. Лец, Т. Г. Осетрова, Н. Р. Гусакова.

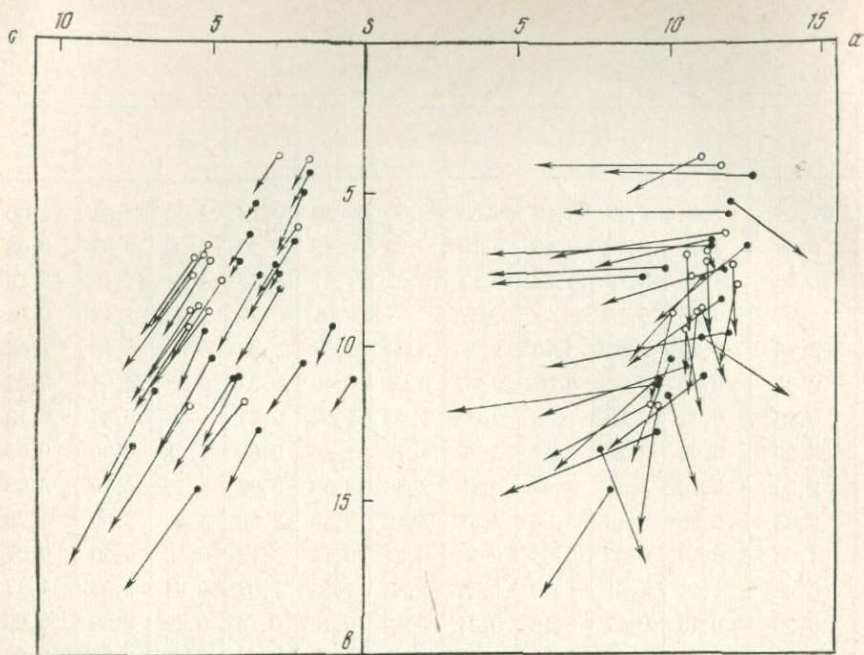


Рис. 24. Векторная диаграмма, составленная по способу А. Н. Заварицкого, на которой отражен химический состав пород Сары-Кыллахского и Хатысского субвулканических массивов (светлые кружочки — Сары-Кыллах)

резко им подчинены. Липарито-дациты занимают обособленное положение и не входят в состав Хатысского массива.

Становление фациальных разновидностей Хатысского массива происходило несколько необычно — от кислых к более основным, а чаще, как известно, бывает наоборот. К тому же контакты между разновидностями пород за редким исключением отсутствуют и на стыке их видна лишь расплывчатая граница. Последнее обстоятельство может свидетельствовать об очень сближенных во времени промежутках, в течение которых происходила пульсационная подача дифференцированного расплава в верхние структурные этажи. Подтверждением этого в какой-то мере может служить и векторная диаграмма (по А. Н. Заварицкому), фиксирующая постепенное изменение параметров пород липариты-дациты-андезиты (рис. 24). На этой же диаграмме отражен химизм пород и Сары-Кыллахского субвулканического массива.

В этом разделе основное внимание было сосредоточено на субвулканических породах мезозойд Яно-Колымской складчатой области, ибо они весьма ярко проявлены морфологически, и масштабы их, как нигде, необычайно велики. К тому же они повсеместно имеют очень близкий состав пород.

---

## СОПОСТАВЛЕНИЕ МАЛОГЛУБИННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ РАЗНЫХ РЕГИОНОВ

---

Выше были описаны малоглубинные (или субвулканические) магматические комплексы мезозойского периода, развитые главным образом на Северо-Востоке Азии (хр. Черского). В этом регионе они весьма характерны и в известной мере могут служить эталоном при определении малоглубинных комплексов. Но как уже упоминалось, их распространение далеко не ограничивается этим. Малоглубинные магматические образования широко развиты и в других регионах, но в каждом из них они обладают своими специфическими особенностями.

Разумеется, здесь будут приведены лишь некоторые примеры развития субвулканических тел в отдельных регионах, и ими также не исчерпывается их распространение.

### СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ УРАЛЬСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Особенно много субвулканических тел, к тому же отличающихся большим разнообразием, в Уральской среднепалеозойской геосинклинали. Но они во многом не схожи с субвулканическими образованиями Северо-Востока СССР. Большое количество этих тел, в общем-то небольших размеров, выявлено среди вулканогенных толщ, где они по своему внешнему облику нередко напоминают эффузивные образования (Червяковский, Рудич, 1970). По-видимому, это и было причиной того, что они долгое время некоторыми исследователями относились к эффузивам.

Формирование малоглубинных тел Уральской геосинклинали относится к периоду активной вулканической деятельности на всем протяжении его проявления, хотя количественная роль их различна на разных стадиях развития геосинклинали. Например, в Магнитогорском погружении Уральской среднепалеозойской геосинклинали в пределах офиолитовой вулканогенно-кремнистой формации малоглубинные интрузии не встречены. В то же время в северной части геосинклинали в Тагильском погружении, где ранние проявления вулканизма начинаются с формирования риолит-дацит-андезит-базальтовой формации, количество их значительно. Еще более возрастает роль малоглубинных тел в орогенный период развития, особенно в заключительные его стадии,

где среди кислых разновидностей пород они составляют 60—70%.

Такое возрастание субвулканических интрузий может быть объяснено поступательным развитием вулканизма, а также степенью проницаемости земной коры, степенью ее раздробленности, нарастающей по мере расчленения геосинклинали на структурные элементы более мелкого порядка. В неразрывной связи с этим находится и форма малоглубинных тел. Это же в свою очередь нередко обуславливается вязкостью магматического расплава при становлении малоглубинных тел.

В Уральской геосинклинали преобладают секущие малоглубинные интрузии. Однако бывают и согласно залегающие, собственные отчасти кислым телам.

Отсюда видно, что форма субвулканических тел может быть весьма разнообразной, все зависит от того, какая полость заполняется расплавом, но наиболее типичны — штоки относительно небольших размеров и дайкообразные тела.

Закономерности, которыми обусловлено строение субвулканических тел, везде, в том числе и на Урале, одни и те же. К ним относятся: структурно-тектонические условия, состав (а значит и вязкость) расплава, масштабы проявления и, конечно же, глубина становления.

Давно известно, что субвулканические тела сложены породами преобладающе кислого состава. В Уральской же геосинклинали встречаются тела и основного, и кислого состава. Первые из них развиты во всем диапазоне стратиграфического разреза, являясь составной частью андезито-базальтовых и некоторых других формаций. Форма их обычная — штоки, дайки и их подобие. Сложены они диабазами, габбро-диабазами, базальтами, пироксеновыми, плагиоклазовыми и пироксенплагиоклазовыми порфиритами. [Г. Ф. Червяковский (1953, 1961, 1972), Т. И. Фролова и А. М. Курчавов (1962), А. В. Говорова (1963) и др.]

Что же касается субвулканических тел кислого состава, то они, вероятно, развиты здесь в несколько большем масштабе и к настоящему времени выявлены во многих местах, преимущественно в Южном и отчасти Среднем Урале.

Любопытно отметить, что именно кислые субвулканические тела в колчеданосных комплексах Урала составляют не менее 50% от общего объема вулканических продуктов этого же состава. Они известны главным образом по Южному, но нередко, хотя и не столь в больших объемах, встречаются и по Среднему Уралу. Приведем на этот счет некоторые примеры.

На широкое проявление малоглубинных интрузивных тел этого состава указано в работах Г. Ф. Червяковского (1966, 1967, 1972 и др.). Это прежде всего некоторые субвулканические тела баймак-бурибаевской формации, хорошо отпрепарированные на современном эрозионном уровне. Отчетливая столбчатая, а вблизи контактов флюидално-плойчатая текстура пород этих тел свидетельствуют о том, что вскрыты они на небольшую глубину,

быть может представляя собою апикальные части субвулканических тел. Породы имеют оттенки неоднородности, что, вероятно, объясняется несколько разновременным поступлением расплава.

Такого же характера субвулканический массив липаритового состава расположен недалеко от города Баймак. В нем также выражена призматически-столбчатая отдельность, перпендикулярная контактам с вмещающей его толщей. Несколько глубже, в эндоконтактах, выделяются узкие полоски брекчированных пород, которые, вероятно, образованы в условиях закрытой системы.

Довольно своеобразен массив Малая Чека. Это сложное сооружение, в котором присутствуют разные по составу и структуре породы — сиениты, сиенит-порфиры, трахиты, трахилипариты. В отдельных частях массива породы отличаются плотным сложением и массивной текстурой. Фельзитовые разности встречаются иногда среди хорошо раскристаллизованных пород, в то же время на более высоких гипсометрических срезах часто выходят отчетливо раскристаллизованные породы. Вероятно, это один из примеров пульсационного поступления расплава в условиях изменяющегося температурного поля, когда последующие порции расплава внедряются в ранее закристаллизованные породы при постепенном уменьшении глубин становления массива.

Форма субвулканических тел кислого состава в Уральской геосинклинали довольно разнообразна: штоки, дайки, штокообразные и дайкообразные тела, а также пластовые залежи. Дайки, вероятно, представляют собой тип апофиз либо же обособившиеся тела в процессе становления. Размеры тел также различны, но в большинстве случаев невелики: изометричные тела не превышают 1—2 км в поперечнике, а протяженность даек от первых десятков метров, до 3—5 км, при мощности от метров до первых десятков метров.

Секущие тела в подавляющем большинстве случаев приурочены к разломам уральского меридионального и субмеридионального простирания. Особенно это типично для дайкообразных тел, которые в зонах разломов нередко составляют тесно сближенные группы.

Очень интересный субвулканический массив Узун-Зяла, не похожий на другие, встречен близ Магнитогорска, у пос. Агаповка по левобережью р. Сухой. Это, несомненно, малоглубинное тело, о чем свидетельствует состав пород и особенно текстура и структура их. В массиве встречаются породы грубоплитчатой, иногда близкой к матрацевидной отдельности и относительно значительной кристалличности.

Особенно характерна для массива — пластообразная отдельность, напоминающая серию мелких потоков. Но это лишь кажущееся явление. К тому же оно усиливается еще и тем, что между отдельными «пластами» наблюдаются занорыши, связанные, однако, с наложенной трещиноватостью. Трещины ограничивают в

Таблица 7

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ КИСЛЫХ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД  
РАЙОНА МАГНИТОГОРСКОГО ПОГРУЖЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	59,62	60,66	61,00	65,64	70,00	73,23	73,40	74,50	75,22	75,35
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,49	0,30	0,44	0,40	0,29	0,36	0,29	0,14	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,17	15,77	15,83	15,06	14,00	12,54	11,88	12,66	11,51	12,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			2,65	2,38	1,40	0,48	1,23	0,81	0,16	2,80
FeO	8,78	7,58	3,29	3,24	3,70	3,50	3,74	2,51	3,02	0,45
MnO	—	—	0,07	0,07	0,13	0,05	0,09	0,05	0,08	0,09
MgO	3,67	3,67	2,69	3,22	1,10	1,10	1,09	0,75	0,84	0,54
CaO	4,67	7,22	6,29	3,15	1,00	0,66	1,26	1,12	0,95	0,66
Na <sub>2</sub> O	3,97	1,98	4,08	2,04	5,00	5,44	4,13	4,05	4,66	5,90
K <sub>2</sub> O	0,25	0,19	0,56	0,50	1,75	1,05	0,18	1,46	1,65	1,00
П.П.П.	3,97	3,55	2,77	3,65	1,50	1,07	2,02	1,52	2,10	0,28
Сумма	101,14	101,02	99,53	99,39	99,98	99,46	100,38	99,75	100,35	99,97

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	9,3	4,9	10,1	5,1	13,0	12,8	11,0	10,5	12,1	13,9
c	5,9	8,6	5,9	3,8	1,2	0,8	1,6	1,3	1,1	0,8
b	15,1	13,9	12,3	17,6	9,1	7,0	7,4	7,2	4,8	4,6
S	69,7	72,6	71,6	73,5	76,7	79,4	80,0	80,88	82,0	80,7
a'	6,5	—	—	40,6	23,2	22,9	16,4	42,0	9,0	19,7
f'	51,2	49,0	45,6	28,9	51,1	51,7	60,0	41,2	62,3	61,1
m'	42,3	46,9	38,1	30,5	19,7	25,4	23,6	16,8	28,7	19,2
c'	—	4,1	16,3	—	—	—	—	—	—	—
n	96,0	94,1	91,7	86,1	81,3	88,7	97,7	80,8	81,1	90,0
Q	+14,7	+26,9	+17,3	+33,1	+26,2	+32,4	+36,4	+39,5	+38,7	+32,7
a/c	1,6	0,6	1,7	1,4	11,1	16,8	7,5	8,1	10,9	18,0
G	51,1	48,9	18,9	11,4	12,6	5,6	13,4	9,1	2,8	50,3

1 — андезитовый (диоритовый) порфирит, улутская свита, р-н оз. Карагайлы;

2 — кварцевый порфирит, там же;

3 — андезитовый (диоритовый) порфирит, Баймак-буребаевская свита;

4 — дацитовый порфирит, Карамалытская и Улутауская свигы;

5 — кварцевый риолитовый порфир, Иреидыкская свита, р-н Малый Кизил;

6 — кварцевый риолитовый порфир, Карамалытская (?) св., р-н Учалов;

7 — кварцевый риолитовый порфир, Карамалытская св., р-н Сибая;

8 — то же самое, баймак-буребаевская св.;

9 — то же самое, улутауская (?) св.;

10 — то же самое, Карамалытская св., р-н Учалов, г. Кок-баш.

Данные Г. Б. Мельникова, В. А. Коротеева, Г. Ф. Черзяковского.

породах тонкие и протяженные блоки, иногда имеющие эллипсоидальную форму. В дальнейшем, при разрушении этих блоков вдоль трещин образуются полости и занорыши. Все это придает массиву необычный вид, пластообразная отдельность которого несколько напоминает покровные образования.

Можно упомянуть еще о небольшом поясе субвулканических интрузий, сложенных трахитами и липаритами. Они расположены по правобережью р. Урала, между селениями Грязнушенское и Соколок. Эрозионный срез этой полосы неодинаков, что сказывается на текстуре и структуре пород. В одних случаях это столбчатая отдельность, которую можно видеть во многих местах. В других — скорлуповатая, создающая впечатление шаровидной. Такая псевдошаровая отдельность образовалась вследствие частичного завихрения перемещавшегося расплава. В глубоко эродированных телах нередко встречаются крупноглыбовая текстура, обычно присущая гилабиссальным гранитоидам.

В Уральской геосинклинали встречаются субвулканические тела и в других местах, но в общем они аналогичны тем, о которых говорилось выше.

Субвулканическим образованиям Уральской геосинклинали уделено значительное внимание не только из-за их большого количества и обилия форм проявления, но и потому, что с ними нередко связано рудообразование, имеющее уже практическое значение.

Породы, которыми сложены субвулканические тела Уральской геосинклинали, имеют преимущественно кислый, риолитовый (предельно кислая разновидность калиевых пород) состав, с отклонением к дацитам и андезитам. Химизм пород субвулканических тел по одному из наиболее характерных районов Уральской геосинклинали — Магнитогорскому погружению, приведен в табл. 7.

## СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАЗАХСТАНА

В пределах Казахстана малоглубинный магматизм получил широкое развитие и ему здесь уделяется серьезное внимание.

Субвулканические интрузии верхнепалеозойского времени известны в районе Северного Прибалхашья (Бешекинский комплекс). Они приурочены к зоне глубинного разлома протяжением более 100 км (юго-восточная часть Кастекского хребта). Площади выходов интрузий в общем невелики, но некоторые из них достигают 10 км<sup>2</sup>. Форма проявления — штоки и полукольцевые дайкообразные тела; последние прослеживаются на 8—10 км и имеют ширину до 1—1,5 км. Состав субвулканических пород преимущественно трахитовый и трахилипаритовый с отклонением к трахиандезитам. По геологическим данным, эти тела были сформированы в несколько последовательных импульсов, имеют явно

интрузивный характер, но тесно увязываются с проявлением средне- и верхнедевонского вулканизма (Анияттов, 1966).

В породах этого комплекса фиксируется повышенное по сравнению с кларковым содержание меди, молибдена, ванадия, циркона, олова, никеля и кобальта. Среди акцессорных минералов можно указать на магнетит, ильменит, шеелит, галенит, пирит, халькопирит, малахит и некоторые другие.

Столь же ярко выражен нижнекаменноугольный (жамантйский) субвулканический комплекс, породы которого имеют интрузивный облик. Этими породами сложены дайки, штоки, лакколиты и в небольшом количестве пластоподобные залежи. Для них также характерно повышенное содержание по сравнению с кларковыми меди, молибдена, никеля и кобальта.

В том же Казахстане, в Чу-Илийских горах, выявлены субвулканические тела палеозойского времени, являющиеся составной частью андезитовой и липарито-гранитной формаций. К ним относятся тела небольших размеров — силлы, штоки и дайки (Дворцова, 1966).

В районе Северной зоны Тянь-Шаня своеобразную группу субвулканических тел выделяет Е. П. Зайченко (1966). Они сложены риолитами, микрогранитами, гранит-порфирами и образованы пульсационным поступлением расплава при становлении всего этого комплекса магматических образований. Этим же обусловлены между перечисленными разновидностями пород как постепенные взаимопереходы, так и активные контакты.

Помимо Казахстана, в юго-западных отрогах хребта Гиссарского — хребте Сурхантау выявлены интересные субвулканические образования, связанные с ниже-среднекарбонным комплексом вулканитов (Шаринов, 1972).

В пределах этого хребта субвулканические тела многочисленны, но в общем они имеют небольшие размеры. Самое крупное из них занимает по площади немногим больше 7 км<sup>2</sup>, остальные и того меньше. Формы тел разные — лакколиты, штоки, дайкообразные тела и этмолиты. Состав пород, которыми сложены все эти тела, неоднороден. Весь субвулканический комплекс сформирован в несколько этапов, расплав же поступал из единого магматического очага. Последовательность внедрения расплавов такова. Наиболее ранними порциями магматического расплава были образованы кварцевые кератофиры (два импульса). Затем произошло внедрение кварцевых порфиров, сменившееся сферолит-порфирами. В заключительную стадию возникли эруптивные брекчии.

Выделенные типы пород пространственно обособлены, контакты между ними активные, иногда резкие. Наибольший удельный вес в них занимают кварцевые порфиры и кератофиры, вскрытые в глубоко эродированных частях субвулканических тел и очень небольшой — сферолит-порфиры и эруптивные брекчии. Две последние разновидности тяготеют к апикальным частям и

контактам с вмещающей толщей, с глубиной они исчезают, переходя в раскристаллизованные породы. В сущности состав пород ограничивается двумя главными разновидностями — кварцевыми порфирами и кварцевыми кератофирами.

Как на это указывает Т. Т. Шарипов (1972) и др., для субвулканических тел хр. Сурхантау характерно повышенное содержание некоторых металлов, в частности свинца, цинка, меди и других.

Отмечены субвулканические интрузии липарито-дацитового состава в хребтах Гиссарском и Тянь-Шане (Баратов, 1966). Они тесно связаны с вулканической деятельностью нижней перми.

Малоглубинный магматизм проявлен и на Памире, в частности в бассейне рек Бартанг и Пяндж (Таджидинов, 1964). В этом районе он также увязывается с вулканизмом. Вероятно это указывает не только на пространственную связь, но и на то, что становление тех и других обязано одному и тому же магматическому очагу. Состав пород, слагающих малоглубинные тела — разный, от основных до кислых, что отражает различие тектонических условий развития района в целом. Возраст всего этого магматического комплекса относится к мел-палеогену, причем среди них более древними являются вулканогенные образования. Такая же последовательность наблюдается и в мезозоидах Северо-Востока СССР.

## СОСТАВ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД АРМЕНИИ

О субвулканических образованиях мезозойд уже говорилось. Особенно они обильны на Северо-Востоке СССР. Но ими изобилуют и другие регионы. Приведем на этот счет один пример, относящийся к Армении.

Субвулканические образования здесь многочисленны, разнообразны по составу и многие из них хорошо изучены (Лебедев, Малхасян, 1962). Состав субвулканических тел преимущественно кислый, относящийся к кварцевым порфирам и кварцевым альбитофирам, хотя в начальную стадию их развития формировались преимущественно породы среднеосновного состава (Малхасян, Лейе, 1963).

Большой интерес проявлен к субвулканическим телам Алавердского и Кафанского районов. И это вполне понятно, поскольку с ними связаны месторождения меднопорфировой формации.

Хорошо изучен Кафанский вулканогенный комплекс. Особое внимание в этом комплексе уделяется субвулканическим образованиям, к которым приурочено медное оруденение. Некоторые тела весьма отчетливо выступают в современном рельефе и видны за многие километры. Это относится прежде всего к куполовидному выступу Саят-Даш, находящемуся вблизи г. Кафан. Он сложен кислыми породами, относящимися к кварцевым альбито-

Таблица 8

ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ КИСЛЫХ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД АРМЕНИИ (ВЕС.%)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	64,37	66,77	67,95	69,42	70,00	71,18	73,82	73,96
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,56	0,48	0,39	0,60	0,48	0,22	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,26	12,93	9,14	14,84	14,25	11,64	12,47	15,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	1,80	7,65	0,85	2,70	1,38	2,26	0,15
FeO	0,52	2,89	3,57	2,66	3,28	1,94	1,46	1,58
MnO	сл.	0,11	0,14	0,07	0,11	0,12	0,05	0,04
MgO	1,12	1,31	2,83	2,45	2,53	1,34	1,78	1,00
CaO	0,73	3,75	1,57	1,47	0,77	4,86	2,90	0,35
Na <sub>2</sub> O	2,68	2,87	1,82	3,22	2,58	2,22	2,90	2,97
K <sub>2</sub> O	2,23	1,44	1,15	0,91	0,46	1,70	0,96	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,01	0,55	0,20	0,43	0,22	0,28	0,12	0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—
П.П.П.	3,75	4,74	3,60	2,95	3,08	3,10	1,52	2,86
Сумма	99,16	99,72	100,10	99,65	100,57	100,24	100,46	99,72

## Числовые характеристики по А. Н. Заварцкому

a	9,1	8,8	5,5	8,0	5,9	7,4	7,5	6,2
c	0,9	4,6	1,9	1,7	0,9	4,1	3,4	0,4
b	17,1	7,0	17,1	14,7	19,1	7,2	8,0	15,6
S	72,9	79,6	75,5	75,6	74,1	81,3	81,1	77,8
a'	71,1	—	16,6	51,3	52,5	—	22,5	80,1
f'	17,8	65,3	57,2	21,7	26,8	43,5	40,9	9,9
m'	11,1	33,0	27,2	27,0	20,7	31,5	36,6	10,0
c'	—	1,7	—	—	—	25,0	—	—
n	64,6	75,2	70,6	84,3	89,5	66,5	82,1	96,6
Q	+26,8	+37,0	+38,1	+33,4	+35,6	+43,8	+43,8	+42,7
a/c	10,3	1,9	3,0	4,7	6,8	1,8	2,2	15,9
G	15,0	22,9	37,2	4,7	11,2	16,4	23,4	0,8

1—6, 8 — кварцевые порфиры, Кафанский р-н;

7 — кварцевый порфир, правый берег р. Дебет.

Коллекции: С. С. Ванюшина, Э. Г. Малхасяна, В. Н. Котляра, Ю. А. Лейе.

Аналитики: Т. Т. Авакян, В. А. Бабалян, А. А. Петросян, Р. Ильницкий, Н. Осипова.

фирам. Ему присущи типичные черты, свойственные субвулканическим образованиям, к которым помимо состава относятся — форма тела, текстура, структура, соотношение с вмещающей средой и т. д. Другие субвулканические тела (с которыми в основном и связано медное оруденение) сложены несколько иными, но близкими по составу породами — кварцевыми порфирами (плагиопорфирами). Они также ясно выступают в рельефе, хотя размеры их невелики.

Распространение субвулканических тел в пределах Армении не ограничивается упомянутыми местами. Но в общем их морфологические особенности, характер залегания и состав во многом аналогичны.

Выше приводятся химические анализы субвулканических пород, из которых видно, что имеются заметные колебания в содержании некоторых компонентов (табл. 8).

В дальнейшем приведем некоторые сведения о развитии субвулканических тел в палеоген-неогеновое время. С этой целью последуем на полуостров Камчатка.

## МАЛОГЛУБИННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАМЧАТКИ И ИХ ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Из материалов, изложенных выше, можно убедиться в том, что малоглубинные (или субвулканические) тела нередко приурочены к кольцевым либо дуговым структурам. Такие структуры характерны как для древних малоглубинных образований (палеозойских, мезозойских), так и для молодых (кайнозойских).

Геолого-геофизические исследования и другие данные показывают, что кольцевые и дуговые структуры присущи многим местам Камчатки (Рудич и др., 1976). Это относительно древние (доверхнемеловые) структуры, определившие первоначальный тектонический облик этого региона, для которого характерно развитие кольцевых структур.

Можно также проследить и более поздние кольцевые и дуговые структуры, с которыми отчетливо сочетается проявление магматизма и где корреляция между ними выглядит убедительно. Заложение таких структур произошло, вероятно, в миоцене, а проявление интенсивного магматизма относится к миоцен-плиоценовому времени. Особенно наглядно такое сочетание демонстрируется на Авачинско-Китхойской зоне поднятий, куда входит ряд малоглубинных, сложно дифференцированных, интрузивных массивов (Вольнец, Колосков, 1976).

Изучением магматизма в пределах Камчатки, в том числе и малоглубинного, занимались многие исследователи, результаты которых, касающиеся малоглубинного магматизма, приведены ниже.

А. Ф. Марченко и др. (1974), касаясь основных закономерностей размещения магматических образований в разных структурно-фациальных зонах Камчатки, указывают, что им присущи и малоглубинные, или субвулканические, тела. Так, проявление формации субвулканических тел и даек в пределах Западно-Камчатской зоны, сложенных породами щелочного и субщелочного состава, датируется поздним неогеном. Размеры тел велики, не превышающие по площади  $0,7 \text{ км}^2$ , но состав пород их меняется в широких пределах.

Образование субвулканических тел отмечается и в среднем миоцене, которые явились заключительным этапом раннемиоценового вулканизма центрального типа, возникшего между Западно-Камчатской и Восточно-Камчатской зонами. Многочисленные субвулканические тела выявлены и в других зонах.

Развитие субвулканических тел для Западной Камчатки отмечалось И. С. Гузиным (1964). Подчеркивается, что наиболее распространены среди щелочных пород именно субвулканические тела, имеющие во многих случаях куполовидные очертания. Размеры их колеблются в широких пределах — от 10 м до 1,5 км в поперечнике. Время проявления щелочного магматизма в целом относится к неогену.

Разбираются миоценовые интрузии, в том числе и малоглубинные, в работе С. Е. Апрелькова и др. (1967). Приводятся сведения о широком распространении гранитондов этого возраста в пределах Южной Камчатки.

О. Н. Волынец и др. (1968) указывают на многочисленные выходы субвулканических тел и даек в Срединном хребте и на юго-востоке Камчатки. Иногда они тесно сочетаются между собой, в других же случаях относительно крупные субвулканические массивы, площадью до  $50 \text{ км}^2$ , сопровождаются лишь единичными дайками.

Малоглубинные магматические образования гранодиорит-порфиров приурочены к тектоническим нарушениям, унаследованным с миоценового времени. Форма интрузивных (субвулканических) тел — купола, штоки, трещинные интрузии. Наблюдаются и такие явления, когда отдельные штоки переходят в пологонаклонные интрузии.

По данным этих же авторов, глубина формирования интрузивных тел не превышает первых сотен метров, т. е. это типичные субвулканические образования. О малой глубине становления свидетельствует и облик пород, близкий к эффузивам, а также наличие даек, сообщавшихся с поверхностью. Это же подтверждается и тем, что интрузивные тела весьма слабо воздействуют на вмещающую толщу, а экзоконтактные изменения часто отсутствуют.

В малоглубинных интрузивах широко проявлены процессы низкотемпературного гидротермального изменения, которые распространяются и на вмещающие породы. Это выражается в про-

пилитизации, либо образовании пород типа вторичных кварцитов.

С интрузивными проявлениями теснейшим образом увязывается эффузивная фация дацитов и липарито-дацитов, занимающая с интрузивами одно и то же структурное положение. Прослеживаются иногда и непосредственные переходы между интрузивными телами и эффузивами, что, видимо, и дало повод авторам именовать их формацией гранодиорит-порфиrow-дацитов.

Таким образом, как субвулканические тела, так и эффузивные образования Срединного хребта и юго-востока Камчатки имеют аналогичный или же близкий состав пород, между которыми имеются взаимопереходы, а также единые структурные позиции. Все это наталкивает на мысль о том, что весь этот интрузивно-эффузивный комплекс представляет собой субвулканическую формацию, при становлении которой часть расплава прорывалась на поверхность, образовав эффузивную фацию.

Интересные сведения по малоглубинному магматизму Камчатки приводятся А. К. Кондратенко и др. (1970). Авторы полагают, что наибольшее количество субвулканических тел трахидацитового состава в пределах полуострова сопряжено с одним из протяженных разломов. Субвулканические тела образуют пояс северо-восточного направления и отражают один из этапов позднеогенового развития магматизма Камчатки. Ориентировка расположения субвулканических тел несколько нарушается в месте наложения субмеридионального Оганчинского глубинного разлома (Щепотьев, 1968). В таких и подобных им участках наблюдается увеличение количества и размеров субвулканических тел. Становление их происходило в приповерхностных условиях, глубиной, не превышающей нескольких сот метров. Это подтверждается, в частности, резко выраженной порфировой структурой пород, нередко фельзитовой структурой основной массы, слабо выраженными контактовыми изменениями. На это же указывает преобладание в породах окисного железа над закисным, а также, что очень важно, присутствие маггемита, образующегося обычно до глубин 500 м (Нагата, 1956).

По данным А. К. Кондратенко и др. (1970), образование субвулканических тел происходило в два этапа. В первый из них сформировались тела, сложенные трахидацитами, а во второй — несколько более основные, в которых обнаружено наличие пироксена.

Близповерхностные условия формирования субвулканических трахидацитов и выделение их в самостоятельную формацию подтверждается и магнитными характеристиками некоторых минералов. Результаты магнитных исследований показывают, что основной ферромагнитный минерал в них — титаномагнетит — содержит небольшое количество титансодержащего компонента — ульвешпинели, тогда как в более глубоких интрузивных породах и эффузивах его содержится в 4—5 раз больше. Кроме того,

Таблица 9

ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ ПОРОД МАЛОГЛУБИННОЙ ФОРМАЦИИ  
ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРОВ-ДАЦИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	54,66	57,90	58,94	59,70	59,86	60,03	60,34	61,54
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,36	0,45	0,69	0,30	0,20	0,46	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,16	17,76	16,96	20,69	16,69	17,39	17,87	17,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,13	2,70	3,32	0,91	2,79	2,87	4,73	2,03
FeO	3,72	3,01	2,93	3,03	1,26	1,19	2,50	2,41
MnO	0,16	0,20	0,17	0,03	0,22	0,19	0,09	0,12
MgO	3,70	1,72	1,41	3,96	1,21	0,60	1,63	3,51
CaO	8,70	5,74	5,18	6,54	6,02	5,60	5,40	5,42
Na <sub>2</sub> O	3,16	3,72	4,40	2,22	4,11	4,40	3,88	4,30
K <sub>2</sub> O	1,58	2,70	2,09	2,00	2,75	3,00	1,77	1,68
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—	0,23
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,52	0,51	—	0,58	0,49	—	0,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,40	0,44	—	0,21	0,19	—	—
SO <sub>3</sub>	—	0,01	—	—	—	0,02	—	—
П.П.П.	—	3,24	3,03	—	4,93	4,02	—	—
Сумма	99,62	99,93	99,94	99,82	100,93	100,24	93,67	99,74

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	9,5	13,0	13,4	7,9	13,8	14,9	11,6	12,0
c	7,8	6,2	5,3	8,1	4,9	4,9	6,7	5,6
b	18,0	10,1	10,1	14,6	9,0	7,4	9,8	11,3
S	64,7	70,7	71,2	69,4	72,2	72,7	71,9	71,1
a'	—	—	—	27,7	—	—	—	—
f'	46,4	56,9	61,2	25,8	44,6	54,0	68,9	37,0
m'	36,0	30,9	25,0	46,5	24,1	14,6	29,3	53,2
c'	17,6	12,2	13,8	—	31,4	31,4	1,8	9,8
n	75,2	67,7	75,2	62,8	69,4	69,0	77,0	79,6
Q	+2,5	+9,3	+10,2	+14,9	+12,0	+10,7	+13,9	+12,5
a/c	1,2	2,1	2,5	1,0	2,8	3,0	1,7	2,2
G	25,2	24,5	29,8	5,4	28,0	35,2	42,9	15,5

1 — андезито-дацит, г. Диана;  
2 — трахидацит, г. Диана;  
3 — трахидацит, г. Гермес;  
4 — гранодиорит-порфир, р. Ича;  
5, 5 — трахидацит г. Диана;

7 — андезито-дацит, близ Озерновско-го массива;  
8 — гранодиорит-порфир, перевал Кирганинский;  
9 — гранодиорит-порфир руч. Браконьерский (р. Сабля);

Коллекции: 1, 4, 7, 8, 9, 13, 15, 16 — *Волынец и др.* (1967); 2, 3, 5, 6, 10,

	9	10	11	12	13	14	15	16
	62,22	63,12	63,29	64,38	64,42	65,22	67,50	69,23
	0,55	0,37	0,30	0,03	0,87	0,28	0,55	0,51
	15,43	20,30	18,02	19,14	17,50	17,52	15,22	15,39
	2,20	1,93	3,64	2,70	1,89	3,46	2,46	1,78
	3,03	0,87	0,63	1,80	2,04	1,34	1,75	0,92
	0,06	0,11	0,13	0,09	0,09	0,10	—	0,01
	1,37	0,50	0,71	0,69	1,68	0,42	1,20	0,68
	4,93	3,88	3,71	3,44	4,00	4,06	3,12	3,65
	2,68	4,14	4,12	3,34	4,15	4,87	4,16	3,98
	2,77	2,72	3,17	3,47	0,63	2,31	3,51	2,86
	—	0,06	0,06	—	0,21	—	0,35	0,05
	—	—	—	0,81	1,42	0,77	0,40	0,92
	—	—	0,22	0,22	—	0,22	—	—
	0,19	—	—	0,06	0,76	—	—	—
	4,07	1,83	1,53	1,04	—	0,78	—	—
	99,28	99,83	100,13	101,19	99,66	101,35	100,22	100,03

	10,5	13,3	14,1	12,4	10,2	14,3	14,1	12,9
	5,7	4,8	4,7	4,2	4,9	4,8	3,0	3,8
	8,3	8,3	6,7	10,2	10,2	5,4	6,5	4,2
	75,5	73,6	74,5	73,2	74,7	75,6	76,4	79,1
	—	57,7	22,1	48,0	35,9	—	—	—
	62,0	31,9	59,4	40,5	36,0	81,8	57,7	57,9
	29,9	10,4	18,6	11,5	28,1	13,4	31,1	27,8
	8,1	—	—	—	—	4,7	11,2	14,3
	59,5	69,8	66,4	59,4	90,9	76,2	64,3	67,9
	+24,3	+15,6	+16,2	+17,5	+24,2	+17,7	+21,5	+28,5
	1,8	2,8	3,0	3,0	2,1	3,0	4,6	3,4
	24,2	20,4	48,1	22,8	16,0	55,9	32,2	36,6

10 — дацит, г. Диана;

11 — трахидацит из рудного поля Оганчи;

12 — дацит, р. Озерновская;

13 — гранодиорит-порфир, руч. Кагнисин;

11, 12, 14 — *Кондратенко и др.* (1970).

14 — дацит, р. Озерновская;

15 — порфировый гранодиорит, р. Касанга;

16 — гранодиорит-порфир, руч. Кагнисин.

температура образования ферромагнитных минералов в субвулканических телах значительно превышает температуру в более глубинных образованиях — гранодиоритах. Важно также и то, что образование титаномagnetитов завершается выделением магемита, свидетельствующего о небольшой глубине становления трахидацитов. Все это, вместе взятое, указывает на специфические условия формирования субвулканических тел этого состава в районе Оганчи.

Интересными малоглубинными образованиями представляются интрузивные тела Авачинско-Китхойской зоны поднятий на Камчатке, в которых можно проследить последовательный переход от гипабиссальных к субвулканическим частям интрузий. Прослеживается также и выход расплава на поверхность, в результате чего образовались породы эффузивной фации, но объем их невелик.

Следует также отметить, что в приповерхностных частях некоторых интрузивов рассматриваемой зоны породы содержат безводные силикаты (пироксены), которые в более глубоких горизонтах вытесняются водосодержащими (роговой обманкой и биотитом). Такое явление объясняется пониженным давлением в приповерхностных условиях, где расплав сообщался с поверхностью. В более глубинных частях этих же интрузивов, с увеличением давления соответственно снижалась температура кристаллизации расплава, что и послужило причиной смены минерального состава.

Своеобразна и структура пород магматических образований Авачинско-Китхойской зоны. Для приповерхностных частей фаций, т. е. типично субвулканических, особенно характерны эвтектоидные структуры с весьма отчетливым кварц-полевошпатовым проращением (микросферолитовая, графическая структура и т. д.) (Рудич, Колосков и др., 1974).

В районе Быстринского хребта Камчатки выявлена достоверная взаимосвязь интрузивных, субвулканических и эффузивных образований. Примером тому может служить щитовидный вулкан Огонсиглы (Шеймович, 1970). Описываемый случай один из примеров совмещения и взаимопереходов разнофациальных образований. Здесь выражены разные фации — от покровной до интрузивной. Все они отпрепарированы в естественных обнажениях, где и можно проследить взаимоотношения между ними. Наиболее глубокое положение занимает интрузия долеритов. К поверхности от нее отходит густая сеть дайковых тел, являющихся проводниками к покровам. Химизм субвулканических пород Камчатки отражен в табл. 9. Породы мало разнообразны, встречаются дациты, андезито-дациты и гранодиорит-порфиры. Последние по своему облику близки гипабиссальным интрузивам, но глубина становления их та же, что и дацитов и андезито-дацитов. Отсутствие полной аналогии между ними объясняется несколько различными условиями становления.

## СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАКАРПАТЬЯ

На примере Камчатки мы могли убедиться в том, что субвулканические образования присущи не только древнему палеозойскому и мезозойскому времени, но что они столь же широко были распространены и значительно позднее, в неогене. Причем, как и раньше, в одних случаях становление их происходило самостоятельно, в других—в тесной связи с вулканической деятельностью.

А теперь приведем краткие сведения по интересующему нас вопросу по другому району — Закарпатыю.

Субвулканические образования широко развиты и в Карпатской геосинклинальной зоне, где они тесно связаны с проявлением вулканизма и также относятся к неогену. Наиболее отчетливо эти породы прослежены по левобережью р. Тисы в хр. Оаш. Поскольку здесь с ними связаны такие рудные компоненты, как ртуть, полиметаллы и др., к ним, естественно, проявлен повышенный интерес.

В западной части левобережья Тисы субвулканические тела перекрыты вулканическим комплексом, формирующим Выгорлат-Гутинскую гряду (плиоцен). Он принадлежит наиболее позднему периоду вулканизма, который соответствует стадии завершения складчатой области (Данилович, 1970).

В вопросе, касающемся природы магматических очагов, формировавших магматические, в том числе и субвулканические, комплексы, нет единой точки зрения. Одни исследователи (Спитковская, 1967) предполагают общность исходного магматического источника для субвулканических и эффузивно-пирокластических образований. Другие (Данилович, 1970) полагают, что связи между ними не имеется и они относятся к разным периодам вулканизма и связаны с различными по своей природе и уровню заложения магматическими очагами.

В районе хр. Оаш выявлено около 20 субвулканических тел. Размеры их различны—от 100 м до 2—3 км в поперечнике. Неравномерная и форма их в плане (на современном эрозионном уровне). В одних случаях они представляют собой тела округлой формы, в других—несколько вытянуты, иногда же встречаются и без четко выраженных очертаний.

Как показывают хорошо отпрепарированные разрезы, по своей форме субвулканические образования—это штокообразные тела с многочисленными ответвлениями, с четкими, а порой и резкими контактами. По этим же разрезам видно, что глубина формирования субвулканических тел ограничивается первыми сотнями метров. Состав их колеблется в относительно узких пределах—дациты—гранодиорит-порфиры и андезиты—диорит-порфиры, а также переходными разностями между ними. Структура пород повсеместно порфирировая, со стекловатым базисом в краях массивов, до микрозернистой в их середине.

Известно, что субвулканические тела во многих местах не сопровождаются эффузивной фацией, т. е. становление их происхо-

дит в закрытых камерах. Аналогичные явления наблюдаются и в районе Закарпатья. Подтверждается это развитием субвулканических и более глубинных пород гор Циблеш, Торояга, Быргеу, где эффузивная фация отсутствует. Последнее обстоятельство объясняется, в данном случае, тем, что в таких местах на глубине залегают кристаллические породы, которые препятствовали выходу расплава на поверхность. Однако наблюдается и совмещенность различных по своей природе магматических продуктов — вулканических, субвулканических и интрузивных, близко-го петрохимического состава.

Как и во многих других регионах, выявляется тесная связь становления субвулканических тел с тектоническими процессами. Отмечается повышенная роль разломной тектоники, вызванной отчасти складчатыми процессами.

Помимо хр. Оаш, субвулканический комплекс, который нередко сопровождается вулканическими образованиями, не менее широко развит и в других районах Закарпатья. Большинство субвулканических тел имеет форму даек, небольших штоков, неков, а также не имеющих выхода на поверхность куполов.

Молодые субвулканические образования, тесно связанные с вулканизмом, проявлены и во многих районах Кавказа, в частности в Талышской складчатой зоне (Азербайджан). Время их становления относится к нижнему и среднему эоцену (Велиев, 1969). Они имеют небольшие размеры, но выходы их хорошо картируются во многих местах.

Из приведенных данных можно убедиться в том, что малоглубинный магматизм развит почти повсеместно, к тому же в очень широком возрастном диапазоне. В одних случаях наличие его не вызывает каких-либо сомнений, в других — является предметом дискуссий. Но по мере более детальных и целеустремленных исследований малоглубинный магматизм будет выявлен и во многих других местах.

---

## ТЕКСТУРА, СТРУКТУРА, КРИСТАЛЛИЧНОСТЬ ПОРОД МАЛОГЛУБИНЫХ ТЕЛ

---

Породам малоглубинных тел в большей степени, чем породам других магматических образований, свойственно значительное разнообразие текстурно-структурных разновидностей. Оно наблюдается в таких породах во многих регионах и обусловлено главным образом характером становления их в приповерхностных условиях. Приведем некоторые примеры, начиная с текстурных разновидностей.

### ТЕКСТУРА ПОРОД

Текстура — один из примечательных признаков пород малоглубинных тел. Если по вертикальному разрезу в породах наблюдается частая смена текстур, то это свидетельствует о неглубоком, близповерхностном становлении их. Разберем наиболее характерные текстуры, встречающиеся в породах малоглубинных тел.

*Столбчатая отдельность.* Это наиболее выразительная текстура субвулканических пород. Ранее считали, что столбчатая текстура характерна для лавовых потоков, преимущественно базальтового состава. И действительно, такая отдельность в лавовых потоках — явление частое. В этом можно убедиться как по относительно древним, так и современным лавовым потокам вулканов Камчатки. В них можно отметить следующие разновидности столбчатости: совершенная цилиндрическая, с диаметром столбов 40—50 см; неправильная цилиндрическая отдельность, диаметры которых неодинаковы и колеблются в пределах 15—70 см; призматически-цилиндрическая отдельность, столбы которой представляют чередование плоских граней с цилиндрической поверхностью (Сирин, 1962, 1968).

Мощность такой отдельности в лавовых потоках вулканов Камчатки невелика и измеряется всего несколькими метрами. Но наблюдается и более значительная мощность. Весьма отчетливая призматическая столбчатая отдельность в лавовых потоках отмечается в некоторых местах Армении, особенно по р. Раздану, к тому же с «филигранной» отделкой. Поперечник столбов также невелик — около 0,5 м, но высота необычна для лавовых потоков — несколько десятков метров.

Происхождение столбчатой отдельности трактуется по-разному, но, вероятно, наиболее приемлема контракционная гипотеза, исходя из которой образование такой отдельности происходит вследствие сжатия остывающего расплава. Однако же только одно сжатие не всегда способствует образованию столбчатой отдельности, необходимы еще и определенные условия. Одно из них—равномерное распределение напряжений в расплаве в момент возникновения трещин<sup>1</sup>, что возможно лишь при медленном остывании и только на некоторой глубине, т. е. в закрытых условиях. Поэтому в лавовых потоках столбчатая отдельность отсутствует на поверхности; последняя является в них изоляционным щитом.

Для образования столбчатой отдельности нужно и еще одно условие — неподвижность расплава, но в то же время температурный режим должен быть аналогичен движущемуся расплаву. Конечно же, магматический расплав в этот момент должен обладать и определенной вязкостью.

Не трудно заметить, что именно в таких закрытых условиях вблизи поверхности и находится расплав малоглубинных камер, способствующих обеднению расплава летучими компонентами.

Выше говорилось о том, что столбчатая отдельность характерна для лавовых потоков, состав которых в основном соответствует базальту. Что же касается малоглубинных тел, то, как известно, они сложены в основном кислыми породами. В связи с этим возникает вопрос о вязкости в момент образования столбчатой отдельности. В этом отношении противоречия здесь отсутствуют. Все дело заключается в том, что при высоких температурах кислый расплав имеет умеренную вязкость, при которой обычно и образуется столбчатая отдельность. О том, что именно так, свидетельствует некоторая деформированность самих столбов.

В крупных субвулканических массивах столбчатая отдельность отмечается не повсеместно, а ближе к периферии и на небольшой глубине (в апикальных выступах). В поперечном разрезе столбы имеют чаще всего четырех- и пятигранные призмы, но встречаются и другие, в том числе и шестигранные. Цилиндрическая форма почти отсутствует. Размеры призматической столбчатой отдельности разные, но в среднем они равны 50 см, с отклонением в ту и другую сторону. Но во всех случаях комбинации столбов разного диаметра и огранки призм расположены в таком сочетании, что они соответствуют принципу плотной упаковки (рис. 25).

<sup>1</sup> Величина напряжения, возникающая в какой-либо точке расплава в результате его остывания, определяется известной в теории сопротивления материалов формулой:  $Q = L\varepsilon(t_1 - t_2)$ , где  $L$ —коэффициент линейного температурного расширения,  $\varepsilon$ —модуль упругости,  $t_1 - t_2$ —разность между начальными и конечными температурами



Рис. 25. Столбчатая отдельность в дацитах, расположенная по принципу плотной упаковки

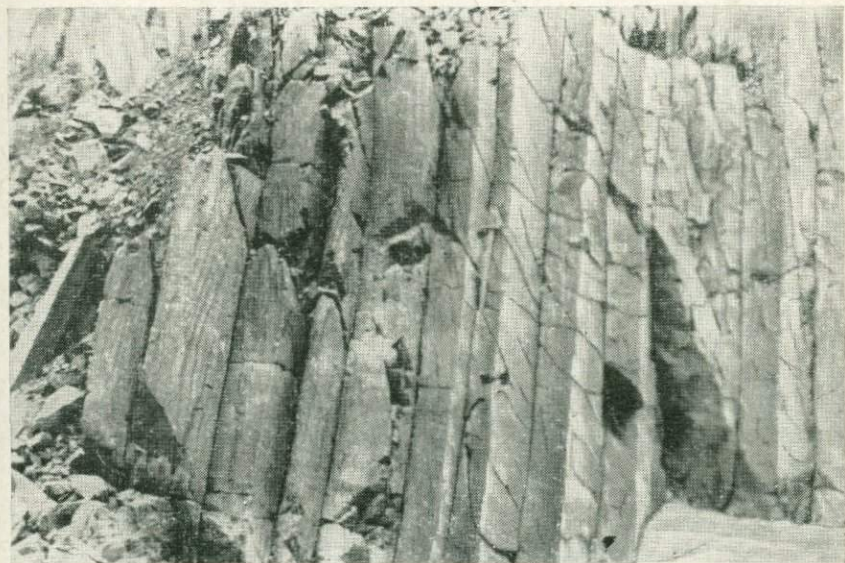


Рис. 26. Призматическая отдельность в липаритах Буордахского субвулканического массива, с почти вертикальной ориентировкой столбов Фото К. Н. Рудича



Рис. 27. Граница столбчатой и плитчатой отдельности в Буордахском массиве (глубина врез а около 150 м). Фото К. Н. Рудича

Столбчатость имеет различную ориентировку — от строго вертикальной до пологонаклонной. Возможно, это свидетельствует о неодинаковой силе давления, которую испытывал остывающий кислый расплав, и о неравномерном напряжении в разных частях этого поля. Не исключено также, что различная ориентировка столбов объясняется пульсационной и неравномерной подачей магматического расплава. В то же время расплав каждого импульса, поступавший в закрытую камеру, остывал равномерно и напряжения для отдельных полей были одинаковыми либо с небольшими колебаниями.

Высота столбов разная — от нескольких метров до 100—150 м, причем в ряде случаев она прослеживается по вертикали почти непрерывно.

В предельно кислых породах субвулканических тел — липаритах призматическая столбчатая отдельность выражена отчетливо, ориентировка ее почти вертикальная (рис. 26). Но на глубине около 150 м в тех же липаритах эта отдельность не столь эффектна, она постепенно исчезает и как бы переходит в плитчатую (рис. 27).

Такая же призматическая отдельность наблюдается и в несколько более основных породах — дацитах Сары-Кыллахского субвулканического массива (рис. 28). Высота скального обнажения около 40 м. Однако и здесь, как и в предыдущем случае, в глубоких врез ах призматическая отдельность уже не прослежи-

вается. На глубине 150—200 м текстура дацитов несколько наминает текстуру гипабиссальных гранитоидов (рис. 29).

Хотя столбчатая отдельность свойственна близповерхностным частям субвулканических тел, но иногда такая закономерность нарушается. В одном из обнажений Сары-Кыллахского массива можно наблюдать следующее. В верхней части его породы имеют хорошо выраженную столбчатую отдельность, которая книзу постепенно теряется, а затем и вовсе исчезает, но кристалличность пород увеличивается. А еще глубже столбчатая отдельность вновь появляется, имея куполовидные очертания.

В данном случае по столбчатой отдельности можно проследить детали внедрения магматического расплава. В одном из этапов была образована верхняя часть видимого обнажения. Внедрение произошло в закрытую камеру, выходу расплава на поверхность препятствовали пласты осадочной толщи. Со временем при тектонических подвижках в породах возникли трещины.

Позднее произошло повторное внедрение расплава аналогичного состава. Им был образован куполовидный выступ, но препятствием продвижения расплава к поверхности послужила не осадочная толща, а консолидированная ранее часть массива.

Столбчатая отдельность в данном случае оказалась гипсометрически ниже плитчатой и глыбовой. Но такое аномальное явление вполне объяснимо многостадийным внедрением расплава.

В общей сложности породы с призматической столбчатой отдельностью в субвулканических телах занимают значительные площади, а некоторые куполовидные выступы целиком сложены ею. Более глубокие горизонты лишены такой отдельности, здесь господствуют иные текстуры.

Таким образом, формирование столбчатой отдельности в кислых субвулканических породах происходило при таком режиме, когда расплав еще имел определенную эластичность, но в то же время остыл до такой степени, что это способствовало растрескиванию монолитов.

*Плитчатая и тонкоплитчатая текстура.* Плитчатая отдельность в некоторых случаях перемежается со столбчатой, иногда же прослеживается в более глубоких горизонтах. Не исключено, что и условия образования этих структур в какой-то мере сходны. Как и для образования предыдущей текстуры, важная роль и в данном случае принадлежит направленному давлению. Видны изгибы плитчатой отдельности, что, вероятно, произошло еще в момент остывания расплава, когда он обладал умеренной вязкостью.

Прослеженная мощность пород с этой текстурой не превышает 100 м. Толщина плит небольшая, всего 10—15 см, иногда и того меньше. Нередко в них наблюдается хорошая делимость, в других случаях намечается лишь слабое обособление. Местами видна ясная граница между столбчатой и плитчатой отдельностью.



Рис. 28 Призматическая отдельность в дацитах Сары-Кыллахского массива.  
Фото К. Н. Рудича

*Полосчатая текстура.* В субвулканических породах она встречается преимущественно вблизи контактов. Полосчатая текстура имеет сложные узоры, порой сближается с флюидально-плойчатой, присущей обычно кислым стеклам. Такая текстура большей частью наблюдается в плотных либо слабо раскристаллизованных породах.

Пестрота текстурного рисунка возможно обусловлена неравномерным остыванием расплава и относительно мобильной обстановкой, в которой он находился в этот период.

Породы с этой текстурой занимают небольшие площади (сотни квадратных метров), а мощность самих полосок невелика — от долей сантиметров до 3—4 см.



Рис. 29. Текстура дацитов на глубине свыше 150 м (Сары-Кыллахский массив).  
Фото А. Морозова

*Массивная или глыбовая текстура* выделяется не столь эффектно, как столбчатая, но она является преобладающей в субвулканических телах, особенно в крупных массивах, и присуща значительным глубинам. На таких же глубинах развита и матрацевидная отдельность.

В местах развития таких текстур образуются громадные обрывистые обнажения, достигающие по вертикали сотен метров. Прослеживаются породы с такой текстурой и в ущельях с отвесными стенками, тянущимися на несколько километров. Иногда они обособляются наподобие гребневидных выступов либо же обелисков.



Рис. 30. На большой глубине липариты (близкие по структуре к гранит-порфирам) имеют массивную или глыбовую текстуру (Буордахский массив). Фото К. Н. Рудича

Кристалличность пород с этой текстурой неодинакова, она разнозернистая, но во всех случаях полнокристаллическая. Текстура представляет собой обособленную на отдельные блоки породу, разбитую многочисленной системой трещин (рис. 30).

*Брекчиевые породы.* Быть может, в какой-то степени условно брекчиевые породы в пределах субвулканических массивов относятся к текстурным разновидностям. Наиболее близки они к подземным или закрытым эксплозиям.

Брекчиевые породы приурочены в основном к апикальным выступам и приконтактовым частям массивов. Брекчированность — одна из форм проявления интрузивного процесса в условиях малых глубин, где отмечается тектоническая напряженность. Встречаются такие образования в Буордахском, Сары-Кыллахском, Хатысском субвулканических массивах на Северо-Востоке СССР. Во всех случаях они являются производными магмы кислого состава. Это следует подчеркнуть, ибо некоторые исследователи утверждают, что подобные образования характерны для магматизма ультраосновного и основного состава (Хильтов, 1959 г.). Важно отметить и другое — в отличие от закрытых эксплозий основных и ультраосновных пород, приуроченных к платформенным областям, описываемые брекчии возникают в складчатой области (хотя и с особым режимом развития), прилегающей к консолидированной структуре срединного массива.

Среди эксплозивных брекчий можно выделить несколько разновидностей. Первая из них, наиболее близкая к поверхности, состоит из мелкообломочного агрегата минералов, реже из мелких обломков пород, сцементированных стекловатым либо слабо раскристаллизованным базисом. С глубиной крупность обломков пород увеличивается, местами они имеют давленный облик и в какой-то мере напоминают катаклазиты.

Наиболее характерные брекчированные породы сложены из обломков разного размера — от нескольких сантиметров до одного метра в поперечнике. Обломки в основном угловатые либо слегка сглаженные. По внешнему виду они несколько напоминают вулканокластические породы, хотя по генезису никакого сходства между ними не имеется. Цементом брекчий служит такого же состава полустекловатая порода.

Третья разновидность брекчированных пород встречается преимущественно вблизи боковых контактов с вмещающей средой. Особенность ее состоит в том, что в обломках наблюдается несколько уплотненная внешняя корочка. Возможно, это связано с процессом перемещения этого вида брекчий вдоль контактов. Обломки имеют небольшие размеры и несколько сглаженную форму.

Процесс образования брекчированных пород, несомненно, происходит при высокой насыщенности газовой составляющей расплава в закрытых камерах, но вблизи поверхности в условиях значительной разгрузки. Это подтверждается тем, что большей частью они приурочены к ослабленным зонам, изобилующим разнообразными полостями и трещинами.

Процесс брекчирования пород в некоторых субвулканических массивах происходил вследствие динамической нагрузки. При этом видна не только дробленность пород с обособлением отдельных блоков, но также давленность и перетертость до мелкой щебенки. Особенно заметна их дислоцированность в определенной плоскости, вследствие чего обособленные пластины несколько огнейсованы.

В зоне брекчирования в основном вблизи контакта иногда хорошо заметна только давленность субвулканических пород, в которых отчетливо видна ориентировка вкрапленников (рис. 31).

Отмечается брекчирование и дезинтеграция пород, проходившая на небольшой глубине. Они могут быть в какой-то степени сопоставимы с эксплозивными брекчиями, связанными с извержениями вулканов. Как известно, при вулканических извержениях деформация материала происходит еще до момента выброса его на поверхность (под воздействием газов и давления магматических масс). То же происходило и в данном случае с той лишь разницей, что сила, которая вызвала деформацию пород, оказалась недостаточной для выброса их на дневную поверхность.

Мощность брекчированных горизонтов разная, местами она достигает нескольких сот метров, иногда же это только тонкий

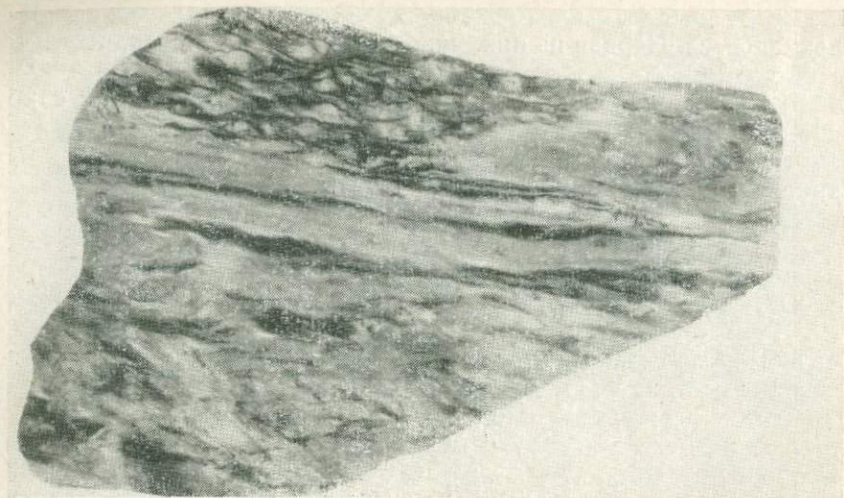


Рис. 31. В зоне брекчирования вблизи контакта заметна давленность субвулканических пород (Буордажский массив)

слой. Формы их также разнообразны, но иногда напоминают крупные многогранники с несколько сглаженными углами.

Встречаются брекчиевые породы или близкие к ним разновидности несколько иного характера с отчетливыми следами течения. Такая слоистость — результат выжимания вязкого расплава, способствующего образованию эллипсоидальных либо шаровидных обособлений. Видимой границы между цементом и обломками в данном случае не имеется. Среди вязкого расплава лишь намечились контуры упомянутых обособлений. Судя по полосчатости, такие обособления возникли в расплаве еще тогда, когда он находился в состоянии эвтектики. Наметившиеся эллипсоидные и шаровидные обособления образовались вследствие движения остывающего расплава и активного выделения газовой фазы.

Из краткого перечня видно, что брекчированные породы разнообразны, но происхождение их сходное. Во всех случаях остывающий расплав подвергался деформации, хотя деформирующие силы были неодинаковы. Важным представляется также и то, что расплав, находившийся в динамическом состоянии, имел разный температурный режим, что в немалой степени влияло на его вязкость, а в дальнейшем, при последующем остывании, на образование брекчий.

Подобные образования выявлены и в пределах Западного отрога Кавказа (Борсук, Масуренков, 1964). Авторы описывают эксплозивные образования, генетически связанные с магматическими расплавами разного состава. Ими выявлены структурно-фациальные особенности, связанные с различными глубинными

горизонтами и переменным содержанием газовой составляющей. Брекчиевые породы выявлены также в молодой активизированной складчатой области Камчатки (Кондратенко и др., 1970), Даурской мобильной зоне Центрального Забайкалья (Фогельман, 1964) и других местах.

Брекчированные породы нередко изменены метасоматическими процессами. Они происходят в такой последовательности: хлоритизация и карбонатизация; серицитизация, окварцевание и альбитизация. Хлоритизация и карбонатизация связаны с изменением пород (обычно вблизи контакта), в какой-то мере напоминающим пропилитизацию. Другие изменения представляются несколько более поздними и нередко накладываются на уже отчасти преобразованные породы.

Как уже упоминалось, брекчированные породы малых глубин похожи на подземные или закрытые эксплозии. Поскольку их проявление происходит в областях наиболее эффективной разгрузки эманаций, они в той или иной степени обогащены рудными компонентами. Некоторые ученые считают, что проблема образования в гипабиссальной зоне земной коры магматических обломочных пород, внешне напоминающих наземные продукты вулканических взрывов, является одной из ключевых проблем петрологии и металлогении (Иванкин, 1966). Они заслуживают самого серьезного внимания и вполне естественно, что к брекчиям закрытых камер проявляется повышенный интерес.

## СТРУКТУРА ПОРОД

Малоглубинным магматическим образованиям свойственно большое разнообразие структур. И это вполне понятно, поскольку структура в данном случае отражает условия кристаллизации расплава на разных глубинах.

Наиболее характерна для малоглубинных пород порфировая структура, большей частью эвпорфировая, с различным соотношением объемов вкрапленников и основной массы. В одних случаях, особенно вблизи поверхности, в породах преобладает основная масса, нередко имеющая стекловатый либо криптокристаллический облик. В других же, более глубоких горизонтах, увеличиваются размеры вкрапленников и объем основной массы в породе не превышает 30—40%. Наблюдаются гигантопорфиновые породы, в которых величина вкрапленников достигает нескольких сантиметров, а в единичных случаях более 5 см.

Структура основной массы разнообразна и часто зависит от того, на каком уровне глубинности залегает порода. Вблизи поверхности и в приконтактных зонах часто встречаются фельзитовая и микрофельзитовая структуры. Начало раскристаллизации базиса обнаруживается по нарушению в нем изотропности, а



Рис. 32. Сферолиты с радиально-лучистым строением в субвулканических липаритах (Буордахский массив)  $\times 40$ , николи скрещены

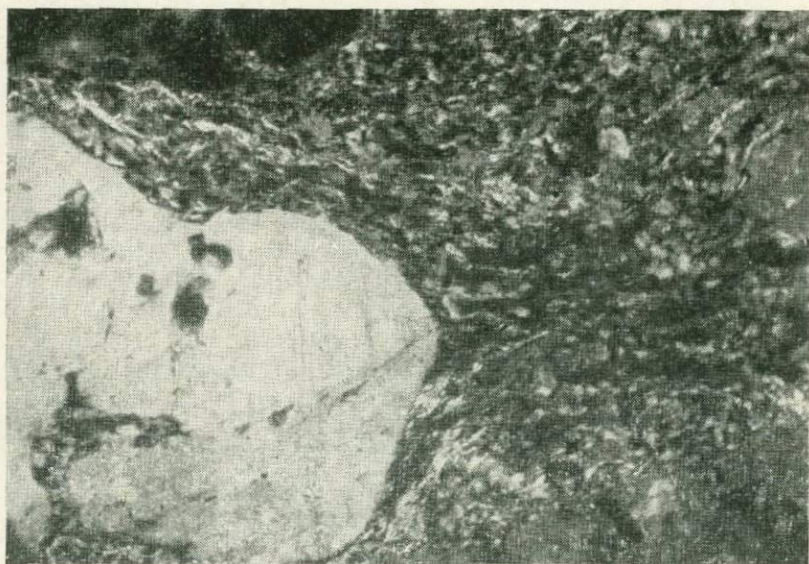


Рис. 33. Флюидально-плойчатая структура в субвулканических липаритах (Буордахский массив.  $\times 60$ , николи скрещены)

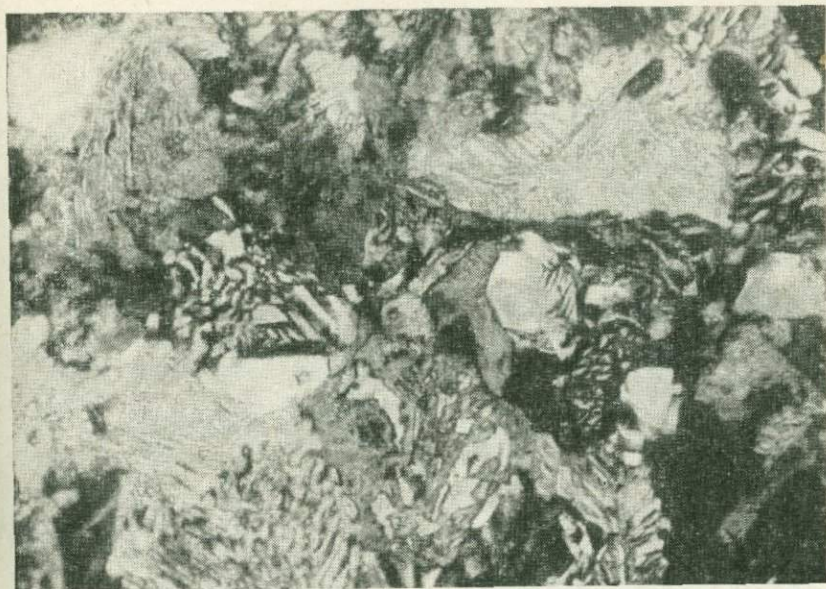


Рис. 34. Микропегматитовая структура субвулканических пород, присущая глубинным горизонтам.  $\times 40$ , николи скрещены

также нитевидным, просвечивающимся полоскам, образующим сложный микроузор.

В дальнейшем в субвулканических дацитах и липаритах в результате последующей раскристаллизации появляется очень характерная для них микросферолитовая структура, порой граничащая со скрытокристаллической. Обе структуры имеют полосчатое расположение, с ясными границами между ними. Нередко наблюдается и гнездовое размещение сферолитов. При одновременном росте сферолитов, они имеют ясно выраженную форму с полным разворотом секторов, а при одновременной кристаллизации возникают лишь отдельные сферические секторы. Форма сферолитов шаровидная или эллипсоидальная, состав их кварц-полевошпатовый.

Встречаются сферолиты и несколько иного характера, также свойственные близповерхностным породам кислого состава. В слабо раскристаллизованном базисе породы находятся сферолиты идеальной шаровидной формы размером в десятые доли миллиметра, с уплотненной внешней каемкой и радиально-лучистым строением (рис. 32). Граница между сферолитами и основной массой выражена резко, они как бы срезаются последней. Изредка заметны в сферолите «заливы» калишпата. Вероятно, сферолиты образованы позднее кварц-полевошпатовых кристаллов, поскольку частицы последних содержатся в них.

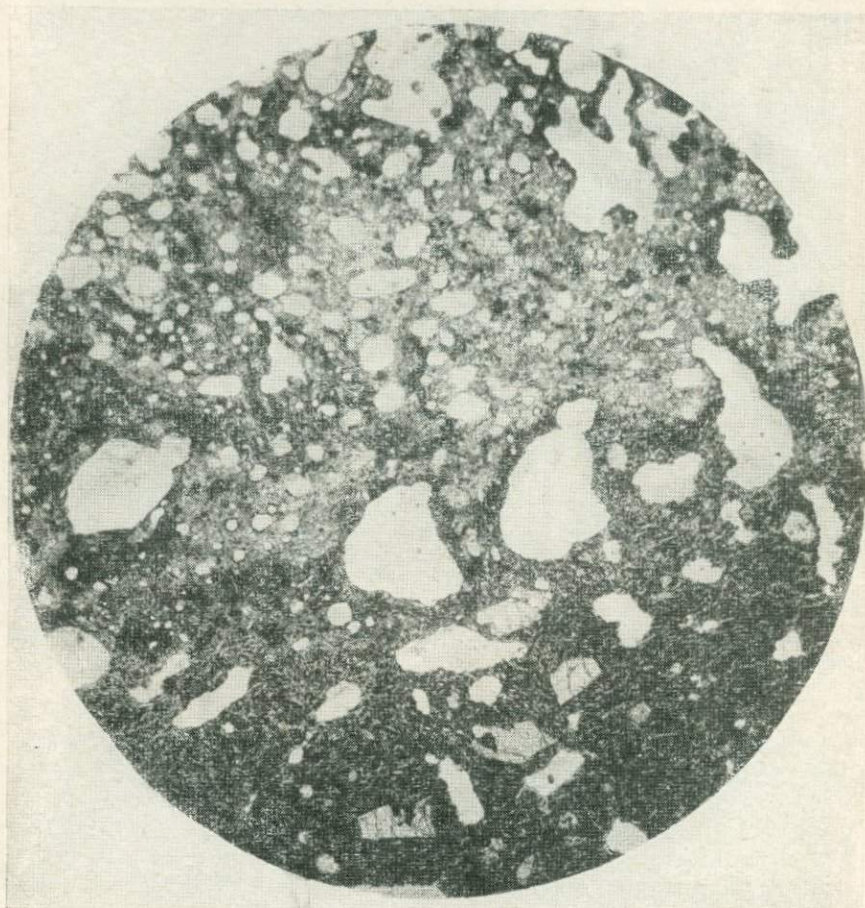


Рис. 35. Структура в двух контактирующих породах кислого состава, преобразованных в результате метаморфизма.  $\times 60$ , николи параллельны

Породы со сферолитовой структурой, помимо Северо-Востока СССР, наблюдаются и в породах других районов. Они отчетливо фиксируются в экструзивных телах Урала (Говорова, Коротеев, 1965), а также в очень своеобразных и редких породах — мареканитах Ланжинских гор (Рудич, Устиев, 1965).

К отмеченным структурам близка микрографическая, в которой также видны четко выраженные сферолиты.

В несколько более глубоких зонах структура пород меняется, здесь хорошо заметны следы рекристаллизации, слабого метаморфизма. В таких зонах нередко наблюдается флюидально-плойчатая структура, имеющая сложный рисунок (рис. 33). Отчетлива полосчатость основной массы, огибающая вкрапленники.

Иногда полосы в разной степени раскристаллизованы, особенно заметны продольные зерна кварца в них, но состав их один и тот же.

Весьма отчетливо в субвулканических породах липаритового и дацитового состава проявляется микропегматитовая структура — прорастание полевых шпатов и низкотемпературного кварца. В одних случаях это будут кварц-альбитовые прорастания, в других — кварц-калишпатовые (рис. 34). Такая структура присуща породам глубинных горизонтов субвулканических тел, повсеместно имеющим полнокристаллический облик.

Наблюдается также сочетание микропегматитовой и аллотриоморфной структуры. В глубоких частях массивов отмечается зарождение блочных микропегматитов, а также мирмекитовые сростки кварца и полевых шпатов. Сравнительно часто встречается в Сары-Қыллахском и Хатысском массивах микропойкилитовая структура.

Возникает в породах своеобразная структура в результате метаморфизма (рис. 35). Контактующие две разновидности кислых пород впоследствии были метаморфизованы и первичные свойства и облик той и другой стали иными.

Отмеченные структуры описываемых пород показывают, что они во многом соответствуют промежуточным образованиям и в одних случаях близки эффузивам, в других — гипабиссальным гранитоидам.

Следует только подчеркнуть, что в условиях малых глубин даже небольшие различия в глубине становления магматических тел сказываются на структуре пород. Оценить фактор глубинности в этом отношении можно только при сравнении однотипных, близких по возрасту и тектоническому положению магматических тел. Хорошая иллюстрация в этом отношении — Хатысский субвулканический массив, где в обнажениях всего лишь в несколько десятков метров по вертикали можно наблюдать смену одной структурной разновидности другой. Это свидетельствует об изменении условий, при которых происходит кристаллизация пород.

## КРИСТАЛЛИЧНОСТЬ ПОРОД

Большое разнообразие текстур и структур, которые присущи субвулканическим породам, свидетельствует о том, что становление их происходило в сложных условиях, обусловленных разноглубинностью. Это же подтверждается и характером кристалличности пород. Она зависит также от глубины залегания их и расстояния от контактов с вмещающей средой. Основными факторами, влияющими на кристаллизацию пород, являются скорость остывания и скорость движения или подъема расплава, зависящие в свою очередь от тектонической обстановки в периоды становления.

Кристалличность пород разнообразна, но во всех субвулканических массивах она почти аналогична и варьирует от стекловатых до полнокристаллических, во многих случаях обладающих порфирированностью.

В общей сложности по кристалличности пород можно выделить следующие разновидности: стекловатые породы, напоминающие эффузивные образования, хотя их становление происходит в закрытых условиях; со слабо намечающейся раскристаллизацией; тонкозернистые, с мелкими, нечетко различимыми порфирированными выделениями; тонкозернистые, с выделяющейся полосчатостью; порфирированные, со стекловатым базисом, занимающим 50% объема породы, и вкрапленниками примерно одинакового размера; порфирированные, с тонкозернистой основной массой, занимающей примерно половину объема, и разнозернистыми вкрапленниками кварца и полевых шпатов; резко порфирированные породы с разнозернистыми выделениями вкрапленников и полустекловатой основной массой, объем которой не превышает 20%; полнокристаллические, с небольшим объемом мелкозернистой основной массы и разнозернистыми, преимущественно крупными и хорошо ориентированными вкрапленниками; полнокристаллические с крупными, но относительно редкими, большей частью удлиненными вкрапленниками; среднезернистые, с весьма крупными вкрапленниками полевых шпатов и более мелкими — кварца; порода с гигантопорфирированной структурой, вкрапленники в которой достигают необычных размеров (свыше 5 см).

Перечисленные разновидности показывают направленность процесса кристаллизации, обусловленного становлением таких массивов на разных глубинах. По мере удаления от периферии массивов и их апикальных выступов, породы теряют свой стекловатый либо скрытокристаллический облик, приобретая признаки раскристаллизации. Среди них выделяются и породы с ясно выраженной полосчатостью, которая подчеркивается разной окраской или разнозернистостью полос, что в том и другом случае связано с режимом остывания расплава. Наблюдается и несколько иная полосчатость — результат девитрификации породы, напоминающая плейчатость или флюидалность.

С глубиной наиболее развиты порфирированные разновидности пород. Вкрапленники в них преимущественно кварц-полевошпатового состава, занимающие на разных уровнях глубинности неодинаковый объем — от 40 до 80%. Разнообразны и размеры вкрапленников — от 1—2 мм до нескольких сантиметров. Отмечается, даже на одном и том же уровне глубинности, разная величина фенокристаллов в породе. На значительной глубине (около 1 км) иногда заметна ориентировка в расположении вкрапленников, но сохраняется она на небольших участках. Вероятно, это связано с локальной динамической нагрузкой.

Основная масса, составляющая в породах разный объем, но на глубинных горизонтах всегда меньше половины, в разной

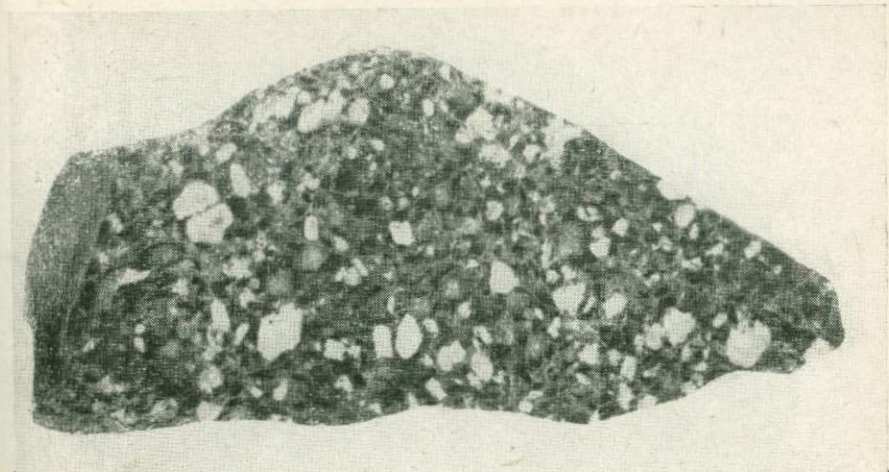


Рис. 36. Кристалличность субвулканических пород на глубине около 150 м от апикального выступа массива. Основная масса породы — фельзитовая

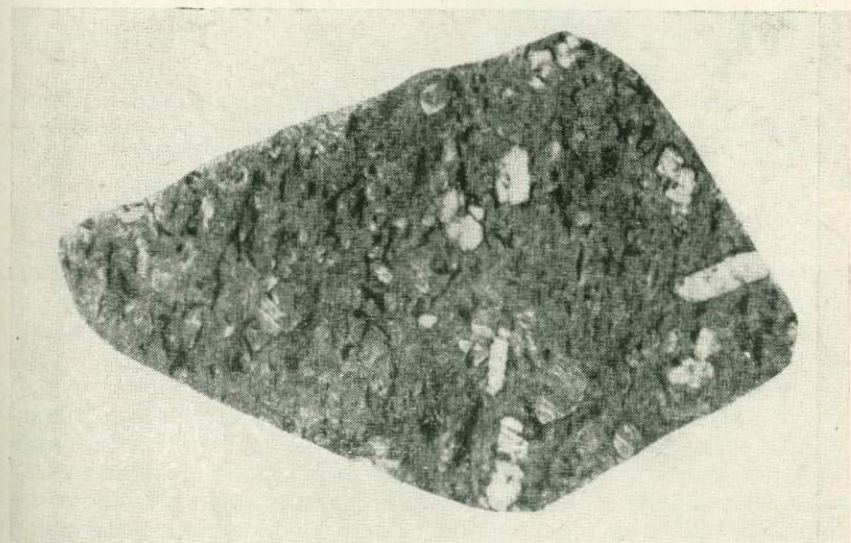


Рис. 37. Субвулканические липариты на глубине свыше 200 м от поверхности. Порода полнокристаллическая, с отчетливо выступающими вкрапленниками полевых шпатов

степени раскристаллизована. В одних случаях она тонкозернистая с обилием вкрапленников, в других — более раскристаллизованная, но количество вкрапленников убывает. В последнем случае порода имеет типичный интрузивный облик, сближающий их с порфиroidными гранитоидами.

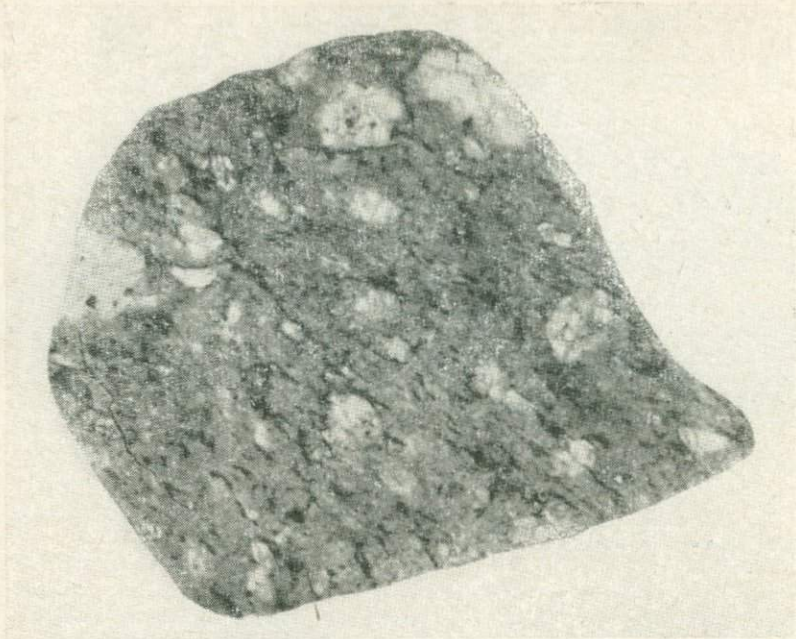


Рис. 38. Кристалличность субвулканических липаритов на глубине около 300 м от поверхности (апикальной части массива). Порода полнокристаллическая со значительным количеством вкрапленников. Облик породы близок к габиссальным гранитоидам

Встречаются породы с неравномерной раскристаллизацией основной массы и переменным количеством вкрапленников. Обычно такие породы занимают небольшие площади. Причину, способствующую такому облику пород, следует искать в пульсационной подаче расплава, каждый импульс которого, попадая в различные динамические условия, вел себя автономно.

Несколько иллюстраций дают общее представление о внешнем облике субвулканических пород на разных уровнях глубинности. Как уже говорилось, в апикальных выступах массивов породы имеют стекловатый облик, с редкими вкрапленниками. Но на глубине 100—200 м породы приобретают иные качества. Хотя основная масса у них не раскристаллизована, но появляется большое количество вкрапленников (рис. 36). Значительно глубже вкрапленники в породе находятся в разных соотношениях с основной массой, но последняя повсеместно раскристаллизована, от мелко среднезернистого уровня (рис. 37). Еще глубже облик породы близок предыдущей разновидности, но в ней заметно увеличилось число крупных вкрапленников, более крупнозернистой стала основная масса (рис. 38).

---

## МАЛОГЛУБИННЫЕ ТЕЛА, ИНТРУЗИВЫ ГРАНИТОИДОВ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ. СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ НИМИ

---

Выяснение соотношений между различными магматическими образованиями — трудная задача, тем более, что речь идет не о пространственном расположении их, а затрагиваются главным образом вопросы генезиса.

Ответить на такой вопрос можно лишь в том случае, если будут выяснены условия становления прежде всего малоглубинных тел, где и как они образуются, каковы их геологические позиции.

### МАЛОГЛУБИННЫЕ ТЕЛА

Следует только напомнить, что имеется две основные разновидности малоглубинных или субвулканических тел (мы пользуемся тем и другим термином): одна из них формируется в закрытых камерах и не имеет выхода на дневную поверхность, другая же тесно связана с вулканогенными образованиями, представляя составную часть последних.

Остановимся на первой из них. Наиболее важными малоглубинными образованиями является именно эта разновидность. Становление таких тел (иногда очень крупных массивов) происходит на небольшой глубине, не более 1—2 км. Обычно они формируются под маломощным чехлом осадочной толщи, большей частью в периоды инверсий геосинклинальных трогов, размещаясь преимущественно в окраинных частях последних, на стыке с жесткими ограничивающими их структурами. Такие области шовных структур изобилуют дизъюнктивными нарушениями, определяя блоковое строение соответствующих зон. Это обстоятельство и способствовало образованию в ореолах шовных структур крупных близповерхностных (субвулканических) интрузивных тел именно в закрытых камерах.

Встречаются субвулканические тела этой разновидности двойного рода: моногенные и полифациальные. Моногенные тела образуются при сравнительно редком одноактном заполнении полостей. Они весьма выдержаны по составу, что объясняется быстрым поступлением расплава в соответствующие камеры. Размеры таких тел по площади измеряются первым десятком квадратных километров.

Полифациальная разновидность имеет несколько иную природу. Образование таких тел происходит в несколько этапов

весьма сближенных во времени. Лишь иногда промежутки между интрузивными импульсами бывают значительными, что подтверждается активными контактами почти однородных пород. При таком режиме становления порой возникают крупные массивы, измеряемые многими сотнями квадратных километров. Как и в первом случае, они сложены сравнительно однородными породами. Различия в составе пород, связанных с одновременными импульсами, несущественны, в основном это касается текстур и структур, о чем говорилось выше.

Иногда становление субвулканических массивов происходит иначе. В некоторых случаях расплав заполняет полость, образовавшуюся в результате опускания относительно изометричного блока (или блоков) осадочной толщи.

Форма крупных субвулканических тел чащеобразна, с наклоном контактов под массивы. Нередко наблюдаются разнообразной формы мелкие тела, ответвляющиеся от таких массивов. Подобные образования могут возникать только в приповерхностных условиях, когда давление расплава вследствие малой нагрузки кровли заметно понижено.

Таким образом, формирование субвулканических тел этой разновидности (закрытых камер) происходит путем быстрого заполнения расплавом основной камеры, параллельно с отслоением кровли и одновременным заполнением мелких побочных полостей; в последнем случае образуются силлы, дайкообразные тела, мелкие куполовидные выступы.

Ко второму типу относятся многочисленные субвулканические тела, приуроченные к вулканическим поясам. Размеры их обычно небольшие. Образуются они одновременно с излиянием расплава на поверхность, заполняя многообразные побочные полости. Среди этих субвулканических тел также выделяется две разновидности: одни из них сообщаются с поверхностью, другие же образуются в закрытых камерах, имея преимущественно интрузивную природу.

Хотя субвулканические тела этого типа играют подчиненную роль по отношению к вулканическим образованиям, суммарные объемы их нередко довольно существенны. Они встречаются в большом количестве и присущи разным регионам.

Важной особенностью субвулканических массивов закрытых камер является и то, что, несмотря на внедряющиеся массы часто больших объемов, в них слабо проявлены гибридность и ассимиляция. Это позволяет получить представление о первичном магматическом составе расплава, в незначительной степени измененного в процессе формирования массивов. Надо сказать и еще об одной особенности этих образований, относящейся к процессу становления. Суть ее состоит в том, что магматический расплав при своем подъеме к поверхности теряет летучие компоненты и тем больше, чем меньше гидростатическое давление. На определенном уровне, но вблизи поверхности возникают условия рез-

кого перепада давления летучих компонентов, в результате чего расплав этого уровня оказывается более инертным, чем расплав глубинных зон. В этом и заключается причина слабого воздействия субвулканических тел на вмещающие толщи.

Такой режим формирования субвулканических образований является также причиной изменяющихся соотношений между минеральными компонентами, главным образом, между темноцветными силикатами на магматической стадии кристаллизации. С уменьшением глубины заметно убывает количество водосодержащих и возрастает объем безводных железо-магниевого силикатов. Поэтому темноцветным минералам придается значение и как индикаторов глубинности.

Имеются и некоторые другие признаки пород субвулканических тел. К ним, в частности, относятся: переменное количество вкрапленников в породах разных частей массивов; разные размеры вкрапленников порфиристых выделений, особенно кварца и плагиоклаза; наличие второго поколения вкрапленников; резко выраженная зональность в плагиоклазах, в том числе и обратная, а также наличие сложных двойников в них; обилие порфиристых выделений, достигающее 50% объема породы, тогда как в более глубинных их значительно меньше и т. д.

Таковы некоторые особенности малоуглубинных или субвулканических образований. Геологические и структурные позиции их подробно рассмотрены ранее при описании соответствующих массивов. Как будет показано несколько ниже, они тесно соприкасаются с эффузивами, а также глубинными (или умеренных глубин) интрузивами, но заметно отличаются от тех и других.

## СООТНОШЕНИЯ МАЛОГЛУБИНЫХ ТЕЛ С ЭФФУЗИВАМИ

Они не везде однозначны. Прежде всего укажем на соотношения эффузивов и субвулканических массивов закрытых камер. Как известно, эффузивы образуют иногда довольно протяженные пояса, измеряемые сотнями километров и мощностью несколько сот метров. Среди таких толщ, особенно по Северо-Востоку СССР, нередко прослеживаются рвущие их субвулканические тела. Возрастные соотношения между ними не вызывают сомнения, они очевидны — более древними являются эффузивы.

Столь же ясны и морфологические различия. Если эффузивы залегают на больших площадях в виде мощных и многослойных пластов, то субвулканические тела представляют собою преимущественно чашеобразные массивы с крутонаклонными контактами. Такие массивы иногда имеют крупные размеры, становление их происходит вблизи поверхности, но сообщения с ней отсутствуют.

Обнаруживаются соотношения и несколько иного характера. Как уже упоминалось, становление субвулканических массивов происходит в весьма мобильной и сложной тектонической обстановке. Это способствует тому, что часть расплава, впрочем небольшого объема, прорывается на поверхность, образуя наземную фацию субвулканических массивов. Такие эффузивы никакого отношения к вулканогенной толще, о которой говорилось чуть выше, не имеют, они тесно связаны с историей формирования определенных малоглубинных тел и одновозрастны с ними. Во всех случаях и магматический источник для них один и тот же.

Конкретным примером таких соотношений может служить Буордахский субвулканический массив на Северо-Востоке СССР, где эффузивы небольшого объема представляют одну из его фаций.

И еще один пример. Субвулканические образования возникают также и в периоды вулканической деятельности, при движении магматического расплава к поверхности. На пути его движения могут быть встречены закрытые ответвления трещин, раздувы и другие полости, которые и заполняются расплавом. В таких местах образуются небольшие субвулканические тела, являющиеся составной частью вулканитов, одной из фациальных разновидностей их (тип второй).

Как видно из краткого перечня, соотношения между малоглубинными телами и эффузивами разные. Наиболее характерны они между разновозрастными образованиями, представляющими собою отдельные формации малоглубинных тел, с одной стороны, и эффузивов — с другой. Что же касается соотношений между двумя другими, то это лишь фациальные разновидности одновозрастных малоглубинных тел либо эффузивов.

Малоглубинные и эффузивные образования иногда имеют большое сходство между собой, особенно это относится к составу пород. Однако между ними имеются и существенные различия, о которых отчасти уже говорилось выше. Отличия эти, касающиеся прежде всего малоглубинных тел, сводятся к следующему.

Характерна форма малоглубинных тел, которая ни в коей мере не напоминает формы залегания эффузивных толщ. Отличаются малоглубинные тела и своими размерами, достигающими на современном эрозионном уровне многих сотен квадратных километров, к тому же с крутыми и секущими контактами. За редким исключением в составе этих образований отсутствуют туфы. Интрузивный облик пород это тоже немаловажное отличие от эффузивов.

Отмечается и более отчетливая резорбция полевых шпатов в породах малоглубинных тел, а также увеличенное количество аксессуарных минералов (сфена, магнетита, титаномагнетита, апатита). Характерна для них и гематитизация пород, вероятно обусловленная высоким кислородным потенциалом самого расплава.

Таковы наиболее характерные отличия малоглубинных тел от эффузивных образований. Разумеется, во всех случаях необходимо учитывать геолого-структурные позиции, которые во многом облегчают решить вопрос этих соотношений.

## МАЛОГЛУБИННЫЕ ТЕЛА И ИНТРУЗИВЫ ГРАНИТОИДОВ

Почти повсеместно малоглубинные или субвулканические образования и гранитоидные интрузивы пространственно связаны между собой. Наиболее отчетливы такие сочетания в Яно-Колымской складчатой области на Северо-Востоке СССР. Сведения о малоглубинных телах в общем изложены ранее. Остановимся на гранитоидном магматизме, в той или иной мере соприкасающемся с малоглубинными телами.

Как известно, завершающим этапом верхнеюрского-нижнемелового магматического цикла в Яно-Колымской складчатой области было внедрение гранитоидных интрузивов. Они относятся к наиболее поздним элементам складчатых структур и еще в большей степени — к дизъюнктивным структурам, связанным с главным этапом геосинклинальных трогов (Апельцин, 1958; Мокшанцев и др., 1964).

В этой области в верхнеюрское время проявился активный вулканизм, в том числе образовались и вулканы покровного типа, сохранившиеся на значительной площади, особенно в полосе, окаймляющей юго-западную и отчасти южную окраину Колымского срединного массива. Несколько позднее, в верхнеюрское — нижнемеловое время произошло формирование малоглубинных тел, представляющее собой один из отчетливо выраженных этапов магматической деятельности. Заключительный этап принадлежит становлению гранитоидных интрузивов. Поскольку они наиболее широко развиты в складчатых структурах геосинклинальных прогибов, в том числе и верхнеюрских, то и начало формирования их может быть отнесено к верхней юре. Однако определения абсолютного возраста интрузивов показывают, что период формирования гранитоидов был довольно продолжительным.

Гранитоидные интрузивы в этой области несколько различны. В этом отношении выделяется прежде всего район хр. Сарычева, расположенный дискордантно по отношению к хр. Черского. Интрузивы в этом районе входят в концентрически кольцевую структуру, опоясывая крупный субвулканический массив. Становление гранитоидных интрузивов происходило в такой последовательности: гранодиориты → адамеллиты → лейкократовые граниты.

Первые из них, гранодиориты, не получили здесь широкого развития. Они представлены массивными, слегка порфирированными породами среднезернистого, реже мелкозернистого сложения.

Химизм их подтверждает принадлежность именно к этой разновидности.

Наиболее широко развиты адамеллиты, которыми в основном и сложены массивы гранитоидов. Приведем о них несколько более подробные сведения. Дело в том, что вопрос об этих породах дебатруется уже давно, но и до недавнего времени существование их не являлось общепризнанным. Теперь же наличие их среди гранитоидов уже вполне достоверно и с несомненностью доказано как для многих районов нашей страны, так и некоторых зарубежных стран.

Адамеллиты являются следствием отдельного этапа магматической деятельности и совместно с другими интрузивными породами (гранодиоритами и гранитами) слагают крупные массивы гранитоидов либо отдельные штокообразные тела.

Характерен для адамеллитов количественно-минералогический состав. Около 90% в них принадлежит плагиоклазу, калишпату и кварцу. Первые два минерала содержатся в породе примерно в равных количествах. Темноцветные минералы представлены в основном биотитом, отчасти амфиболом и пироксеном.

Химический состав адамеллитов наиболее достоверно указывает на их положение в семействе гранитоидов. Данные анализов показывают, что содержание в них кремнезема варьирует в пределах 66—69 вес. %, преобладание натрия над калием, несколько повышено количество извести.

Адамеллиты занимают определенное положение среди кислых магматических пород и в существующей классификации расположены между гранодиоритами и гранитами. Они образовались позднее гранодиоритов, хотя промежуток времени между внедрениями тех и других был невелик. В некоторых массивах выявлены непосредственные контакты между гранодиоритами и адамеллитами, неоспоримо свидетельствующие о более молодом возрасте последних.

В заключительный этап формирования гранитоидных массивов были внедрены лейкократовые граниты, относящиеся к существенно калишпатовым разновидностям, нередко имеющие пегматоидный облик. Минералогический состав их отличается относительным постоянством и определяется в основном калинатровым полевым шпатом (до 52 объемн. %). По химизму они относятся к лейкократовым гранитам ( $\text{SiO}_2 = 73\text{—}75$  вес. %), пересыщенным глиноземом.

Соотношения лейкократовых гранитов с адамеллитами прослежены во многих местах, они довольно ясны, по ним и доказываются более древний возраст адамеллитов (рис. 39).

Главный же пояс гранитоидных интрузивов Яно-Колымской складчатой области прослеживается в хр. Черского. Протяженность его довольно внушительная — 1100—1200 км. В этом поясе и расположены гранитоидные интрузивы так называемого батолитового типа.

Необычные масштабы проявления гранитоидного магматизма этого пояса совпадали с развитием наложенных впадин и сопровождалась складчато-глыбовыми деформациями, что осложняло и ранее образованные структуры (Гринберг, 1971). Вместе с тем формировались наложенные продольные и поперечные поднятия, контролирующее размещение гранитоидных интрузивов, в том числе и Верхне-Индибирского района.

Следует также отметить, что термин «батолитоподобные интрузивы» для гранитоидов хр. Черского несколько условный, ибо, как показали результаты исследований (Матвиенко и Шаталов, 1958; Некрасов, 1962 и др.), они формировались на умеренных глубинах.

Укажем на некоторые интрузивы, которые либо граничат, либо же расположены вблизи Буордахского, Сары-Кыллахского и Хатысского субвулканических массивов хр. Черского. Как и весь гранитоидный пояс хребта, интрузивы сложены преимущественно гранитами, в значительно меньшей мере лейкократовыми гранитами, изредка гранодиоритами.

Два крупных интрузива — Эриkitский и Дарпирский расположены вблизи Буордахского субвулканического массива. В некоторых местах наблюдаются непосредственные контакты между этими интрузивами и субвулканическими породами. Иногда гранитоиды внедряются в пределы Буордахского массива в виде небольших штоков и дайкообразных тел. Во всех случаях более молодой возраст гранитоидов доказывається вполне определенно. В данном случае наблюдаются те же соотношения, которые ранее были отмечены для гранитоидов с Тарынским субвулканическим массивом хр. Сарычева.

Контакты гранитов и липаритов Буордахского субвулканического массива активные и очень четкие. Вблизи границы контакта липариты претерпели изменения — они метаморфизованы внедрившимся интрузивом гранитоидов (рис. 40).

Между Порожноцепинским гранитоидным массивом на юге и Чималгинским на севере находится Сары-Кыллахский субвулканический массив. Приведем краткие сведения об этих гранитоидных массивах.

Весьма впечатляющим представляется Порожноцепинский массив, протянувшийся почти в широтном направлении на 80 км, при ширине до 30 км. Его наиболее эффектные обнажения видны на берегах Индибирки, которой он рассекается вкрест простирания. Отсюда и начинается Большое Ущелье Индибирки.

В массиве необычайно ярко проявлены альпийские формы рельефа с островершинными выступами. В средней части массива имеются глубокие циркообразные врезы с отвесными стенками скал и очень узкие гребневидные выступы водоразделов (рис. 41, 42).

Массив сложен в основном светло-серыми средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами. Изредка прослеживаются

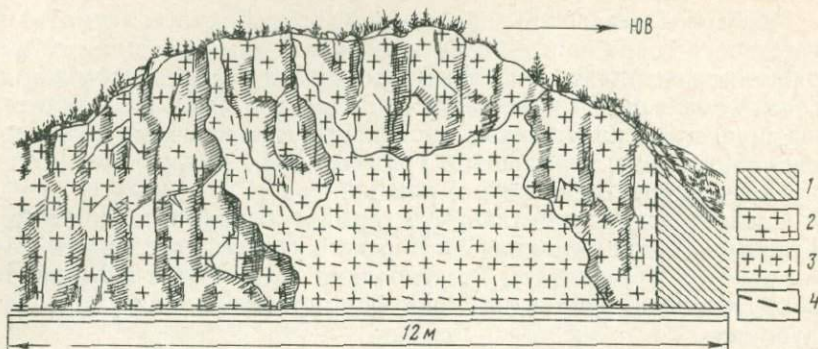


Рис. 39. Соотношение адамеллитов и лейкократовых гранитов (последние являются рвущими)

1 — вмещающая осадочная толща;  
2 — адамеллиты;

3 — лейкократовые граниты;  
4 — разлом (тектонический контакт)

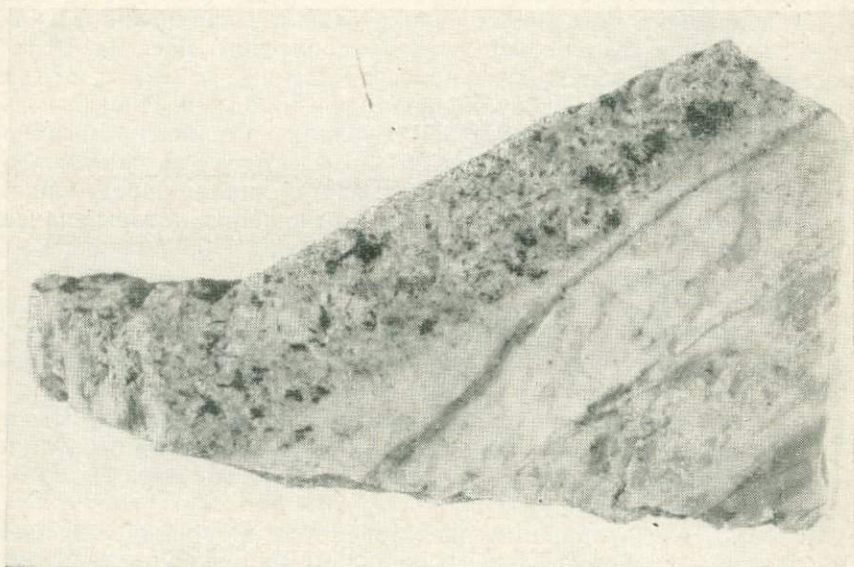


Рис. 40. Контакт гранита и субвулканического липарита (Буордахский массив). Липарит несколько изменен секущим его гранитом

в нем и гранодиориты, появление которых возможно обязано гибридизму. Отчетливо выступают в качестве секущих тел мелкозернистые лейкократовые граниты, являясь наиболее молодой разновидностью Порожноцепинского массива.

Близкое или аналогичное строение имеют и другие многочисленные интрузивы хр. Черского. Хорошо просматривается тек-

стура пород массива. В отвесных скальных обнажениях наблюдается мощная плитчатая отдельность (рис. 43).

Возрастные соотношения Порожноцепинского гранитоидного и Сары-Кыллахского субвулканического массивов решаются однозначно: первый из них сформирован в более позднее время. Это же подтверждается ксенолитами дацитов, содержащихся в гранитах (рис. 44). Таким образом, и здесь, как это наблюдается и в других местах Яно-Колымской складчатой области, более древний возраст субвулканического массива не вызывает сомнения.

Вблизи южной границы с Колымским срединным массивом, среди осадочно-вулканогенной толщи, по право- и левобережью р. Индигирки расположен своеобразный и живописный Чималгинский гранитоидный массив (рис. 45). В нависающих скалах его заканчивается 100-километровое ущелье Индигирки. Массив вытянут в северо-западном направлении на 45 км, при средней ширине около 7 км.

Своеобразие массива состоит в том, что он сложен разными по окраске гранитами — серыми и розовыми. Основная часть массива сложена серыми гранитами, а розовые прослеживаются только во внешней, апикальной части его, а в более глубоко эродированных местах не обнаружены. Как указывают Л. Н. Попов (1961), Г. Г. Кухтинский и др. (1971), взаимопереходы между обеими разновидностями гранитов постепенные, какие-либо контакты между ними нигде не наблюдаются. Необычный цвет гранитов обусловлен окраской щелочных полевых шпатов. Скорее всего это те же самые серые граниты, но значительно измененные процессами метасоматоза, чем и обусловлена иная окраска их вблизи поверхности.

Чималгинский интрузив прорывает и метаморфизует вмещающие его андезиты, которые относятся к эффузивной толще.

Между гранитоидными интрузивами Нууру и Сууру находится Хатысский субвулканический массив. Размеры этих интрузивов невелики, но они характером слагающих их пород несколько не похожи на предыдущие.

Приведем краткие сведения лишь о массиве Сууру, поскольку по составу пород и залеганию Нууру аналогичен ему. В массиве хорошо выражены альпийские формы рельефа, пикообразные скальные выступы, пластообразная и глыбовая текстура пород. Много глубоких врезов и ущелий с водопадами (рис. 46).

Массив интересен тем, что представляет собой один из фрагментов краевого обрамления мощного гранитоидного пояса хр. Черского. Контакты его с осадочной толщей достигают крутизны 70—80°, с обратным углом падения. Контакт четкий, без какой-либо каемки закала и следов гибридности, хотя все же заметна уплотненность пород. Массив сложен гранитами, имеющими хорошо выраженную порфиroidную или даже порфиroidную структуру. В них обилие крупных, достигающих 5—8 см вкрапленников, занимающих не менее 50% объема породы. С удалением от



Рис. 41. Характер рельефа Порожноцепинского массива. Гребневидные выступы водораздела. Фото Е. А. Сапожникова



Рис. 42. Глубокий врез в средней части Порожноцепинского массива как следствие ледниковой экзарации. Фото Е. А. Сапожникова



Рис. 43. Плитчатая текстура глубоко эродированных гранитов. Фото К. Н. Рудича

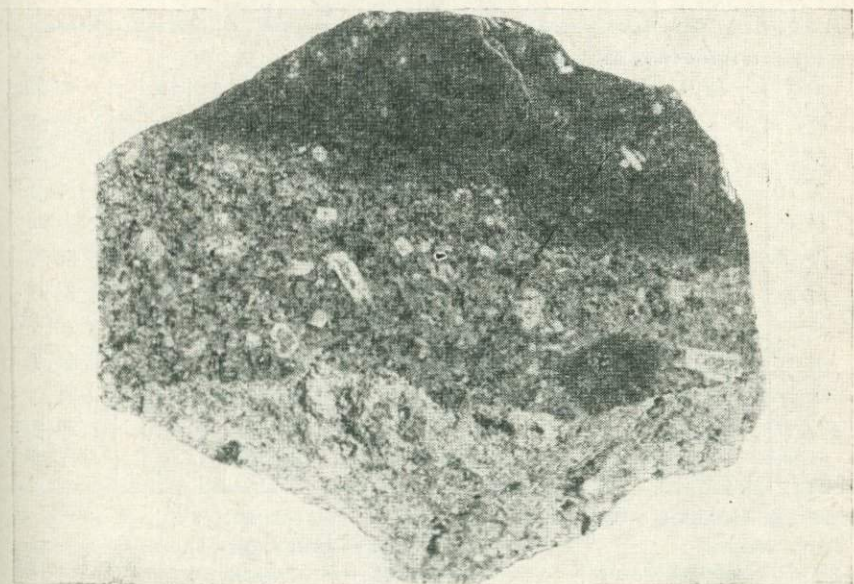


Рис. 44. Контакт гранитов и дацитов Сары-Кыллахского субвулканического массива

Таблица 10

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	68,30	74,30	70,98	69,66	75,16	64,56	72,20
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,20	0,62	0,51	0,32	0,47	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,45	12,30	13,60	13,13	11,77	14,70	11,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,90	1,01	3,25	1,17	0,31	—
FeO	4,06	2,16	2,27	1,21	1,35	5,21	2,69
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,06
MgO	0,57	0,08	1,27	1,01	0,80	2,53	0,67
CaO	3,36	1,64	0,78	1,75	1,35	4,33	1,21
Na <sub>2</sub> O	3,00	2,70	3,01	3,78	2,79	2,84	2,78
K <sub>2</sub> O	3,65	3,96	3,79	4,30	4,65	3,32	5,90
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,26	—	0,09	0,13	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,67	0,68	1,34	0,84	0,52	1,52	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,14	0,24	—	—	0,11	0,08
CO <sub>2</sub>	0,14	0,20	0,85	—	—	—	0,96
S	—	—	0,14	0,08	—	—	—
Сумма	99,89	99,47	99,95	99,96	100,06	99,98	99,67

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	12,0	11,4	11,7	14,3	12,4	11,1	14,4
c	4,1	2,0	0,9	1,4	1,4	4,3	0,5
b	5,6	3,7	9,1	6,2	3,7	10,6	4,6
S	78,3	82,9	78,3	78,1	82,5	74,0	80,5
a'	11,0	20,8	44,5	—	—	—	—
f'	71,6	75,6	32,6	63,1	59,9	50,2	55,4
m'	17,4	3,6	22,9	27,1	34,8	40,7	24,0
c'	—	—	—	9,8	5,3	9,1	20,6
n	55,5	50,9	54,7	57,0	47,7	56,5	41,7
Q	+28,6	+40,9	+32,3	+26,2	+38,7	+21,5	+31,8
a/c	2,9	5,8	12,8	10,2	10,0	2,6	29,2
G	12,3	20,3	9,2	43,0	25,7	2,5	—

Пробы для анализов отобраны из следующих массивов:

1, 2 — Порожноцепинского,  
3 — Сууру,4, 5 — Дарпирского,  
6, 7 — Лево-Эрикитского,  
8—11 — Нельканского,  
12, 14 — Одонканского.

8	9	10	11	12	13	14
69,12	69,52	72,96	75,20	68,88	68,94	74,72
0,43	0,46	0,15	0,12	0,47	0,55	0,07
16,68	14,96	15,15	12,19	15,58	11,45	13,66
0,81	1,68	0,55	0,28	1,36	2,97	0,54
3,25	2,68	1,69	1,49	2,80	4,08	1,26
0,06	0,07	0,04	0,05	0,06	—	0,04
1,07	0,98	0,26	0,30	1,18	0,70	0,11
1,95	2,10	0,74	0,64	1,55	1,89	0,38
2,19	2,92	2,30	3,13	3,11	3,03	3,45
3,21	3,92	4,54	4,89	3,78	4,30	4,56
0,88	0,74	0,09	0,07	0,88	—	0,16
0,06	0,06	0,61	0,69	0,14	0,27	0,44
0,24	0,19	—	0,12	0,13	0,26	0,20
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
99,95	100,28	99,24	100,18	99,97	98,26	99,59

9,1	11,8	11,1	13,5	11,9	12,7	13,6
2,3	2,5	0,9	0,8	1,8	1,2	0,4
13,1	8,3	8,9	2,9	10,3	8,6	4,8
75,5	77,4	79,1	82,8	76,0	77,5	81,2
58,9	32,9	72,8	26,1	44,7	—	62,6
27,9	47,6	22,5	56,9	36,5	73,9	33,7
13,2	19,5	4,7	17,0	18,8	13,6	3,7
—	—	—	—	—	12,5	—
50,9	53,1	43,5	49,3	55,6	51,7	53,5
+30,6	+28,7	+35,1	+37,8	+26,3	+28,5	+34,7
4,0	4,7	12,9	18,0	6,5	10,6	30,1
5,0	16,9	5,0	8,0	10,9	29,2	9,2

Аналитики: Т. Г. Осетрова, Г. В. Лец, Л. С. Мазалова, Г. Ф. Некрасова,  
Е. Б. Галайская, С. М. Шадская, В. П. Ковальская.  
Коллекции образцов: 1, 2, 6, 7—Г. Г. Кухтинского (1971), остальные—автора.



Рис. 45. Чималгинский гранитный массив. Вид с севера. Фото К. Н. Рудича

контактов количество вкрапленников убывает до уровня 25—30%.

Как характер контакта массива с вмещающей средой, так и ярко выраженная структура пород в известной мере указывают на то, что формирование его происходило на сравнительно небольшой глубине, отвечающей гипабиссальным интрузивам.

Суммируя кратко изложенное, можно заключить, что соотношения между малоглубинными телами и интрузивами более глубоких зон почти повсеместно одни и те же — становление первых из них опережало внедрение глубинных интрузивов. Различия в облике пород, текстуре, структуре и кристалличности обусловлены в основном тем, что они формируются на разных глубинах.

Помещенные результаты химических анализов (табл. 10) подтверждают ранее сделанный вывод о неоднородности гранитоидных массивов Яно-Колымской складчатой области, формирование которых происходило в три этапа. В наиболее ранний из них внедрены гранодиориты, занимающие в массивах небольшой объем. Второй этап явился основным в становлении гранитоидных массивов. В районе хр. Сарычева произошло внедрение адамеллитов, а в главной зоне хр. Черского — преимущественно гранитов с отклонением к адамеллитам. Завершающий этап принадлежит лейкократовым гранитам, объем которых несколько превосходит гранодиориты.

В общей сложности гранитоиды Северо-Востока СССР по химизму аналогичны либо близки породам малоглубинных тел, с которыми они во многих местах пространственно совмещены.

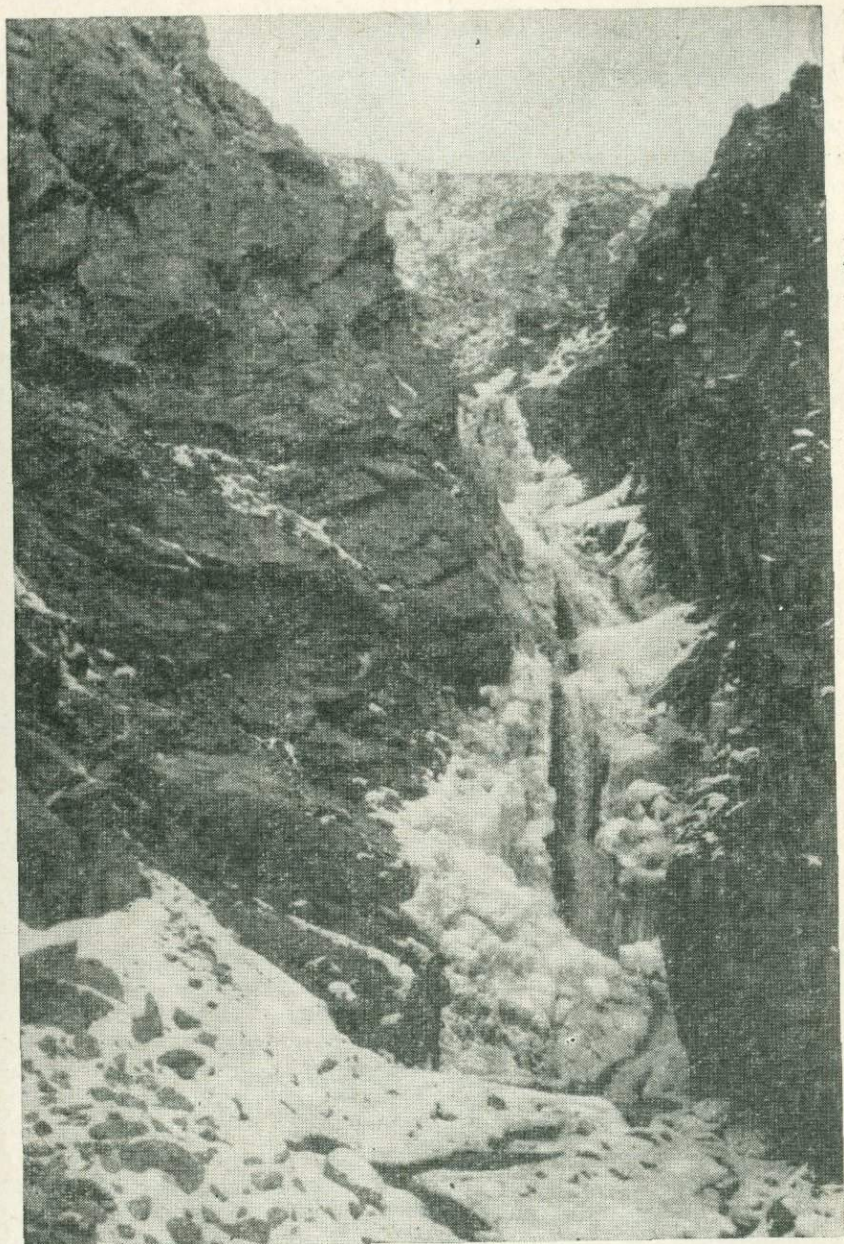


Рис. 46. Гранитный массив Сууру. В нем наблюдаются глубокие врезы, водопады. Вид с юга. Фото Е. А. Сапожникова.

## МАЛОГЛУБИННЫЕ ТЕЛА И ЭКСТРУЗИИ

В ряде случаев малоглубинные тела и экструзивные образования весьма схожи между собой, поэтому необходимость выяснения соотношений между ними очевидна. Разберем вначале свойства и характерные особенности экструзий, а затем сопоставим их с малоглубинными телами.

Изучением экструзий занимались многие ученые в прошлом, уделяется им значительное внимание и теперь. Перечислить все работы невозможно, да и нет в этом необходимости, назовем лишь некоторые из них. Среди работ, посвященных экструзиям, можно назвать монографию О. Г. Борисова и В. Н. Борисовой (1974), а значительно раньше они затрагивались В. И. Влодавцем (1954), А. А. Меняйловым (1955), К. М. Тимербаевой (1967), О. Н. Волянцом (1970) и многими другими. Уже давно этот вопрос обсуждается и зарубежными учеными — Р. А. Дели (R. A. Daly, 1914), А. Лакруа (A. Lacroix, 1904), Х. Вильямс (X. Williams, 1932), Р. Лейден (R. Leyden, 1936 г.) и др.

Экструзивные образования прослеживаются во многих регионах, но наиболее отчетливо фиксируются в областях современной вулканической деятельности, особенно на Камчатке и Курильских островах, где они великолепно обнажены, нередко обособлены и весьма доступны для изучения.

Известно, что экструзии относятся к вулканогенным образованиям и обычно формируются на заключительной стадии вулканической деятельности, хотя иногда значительно удалены от кратеров вулканов (эксцентрические экструзии).

Размеры экструзий разные, в большинстве случаев высота их равна 100—200 м, но иногда она превышает 1000 м. Диаметр основания также ограничивается первыми сотнями метров, а очень крупные — в пределах двух километров или немного больше.

По морфологическим особенностям среди них можно выделить несколько разновидностей. Для одних свойственна конусовидная форма, в которой основание конуса несколько превосходит диаметр подводящего канала. Другая разновидность характеризуется равенством диаметра купола и подводящего канала. Третья — довольно эффектная — имеет веерную текстуру куполов и также диаметр купола превосходит диаметр подводящего канала. Некоторые экструзии имеют эллипсоидную форму, что, вероятно, объясняется соответствующим наклоном подводящего канала.

Форма, как и прочие свойства экструзивных тел, зависит от состава магматического расплава. В подавляющем большинстве случаев экструзии ограничиваются среднекислым составом пород — андезитами, андезито-дацитами, дацитами, реже дацитолипаритами. Важными факторами служат температура и газонасыщенность расплава во время внедрения. Они должны быть таковы, чтобы способствовали быстрой подаче его к поверхности. Особенно важно соотношение температуры и давления вблизи



Рис. 47. Разноориентированная столбчатая отдельность со множеством поперечных трещин. О. Кунашир. Фото К. Н. Рудича

поверхности, определяющие дегазацию и скорость остывания расплава при выдавливании его из подводящего канала.

Отличительной особенностью экструзий является их текстура. Самая примечательная из них разноориентированная столбчатая отдельность, со множеством поперечных трещин (рис. 47). Столбы преимущественно 4—5-гранные, плотно прилегающие один к другому. Иногда же такая отдельность прослеживается непрерывно на многие десятки метров по вертикали (рис. 48). И в том и в другом случае состав пород один и тот же — дацитовый, а отдельность несколько различна. Вблизи предыдущих обнажений выступает обособленный экструзивный купол, но отдельность у него иная, напоминающая поленицу, которая расположена уже горизонтально (рис. 49). Состав пород этой экструзии близок дациту. Отдельность в некоторых местах несколько искривлена, что, возможно, объясняется неодинаковой силой давления внедряющегося расплава и неравномерным напряжением.

Изредка выделяется полигонально-глыбовая текстура, присущая более глубоко эродированным экструзиям, а в слабо раскрытых породах — флюидално-плочатая. Встречаются всевозможные промежуточные вариации текстур, свидетельствующие о том, что расплав находился в относительно мобильной обстановке и остывание его происходило в разном режиме.

Структуры пород экструзий, подобно текстурам, также разнообразны, что отражает характер внедрения (выжимания) и процесс остывания, а также постмагматические изменения. Наиболее

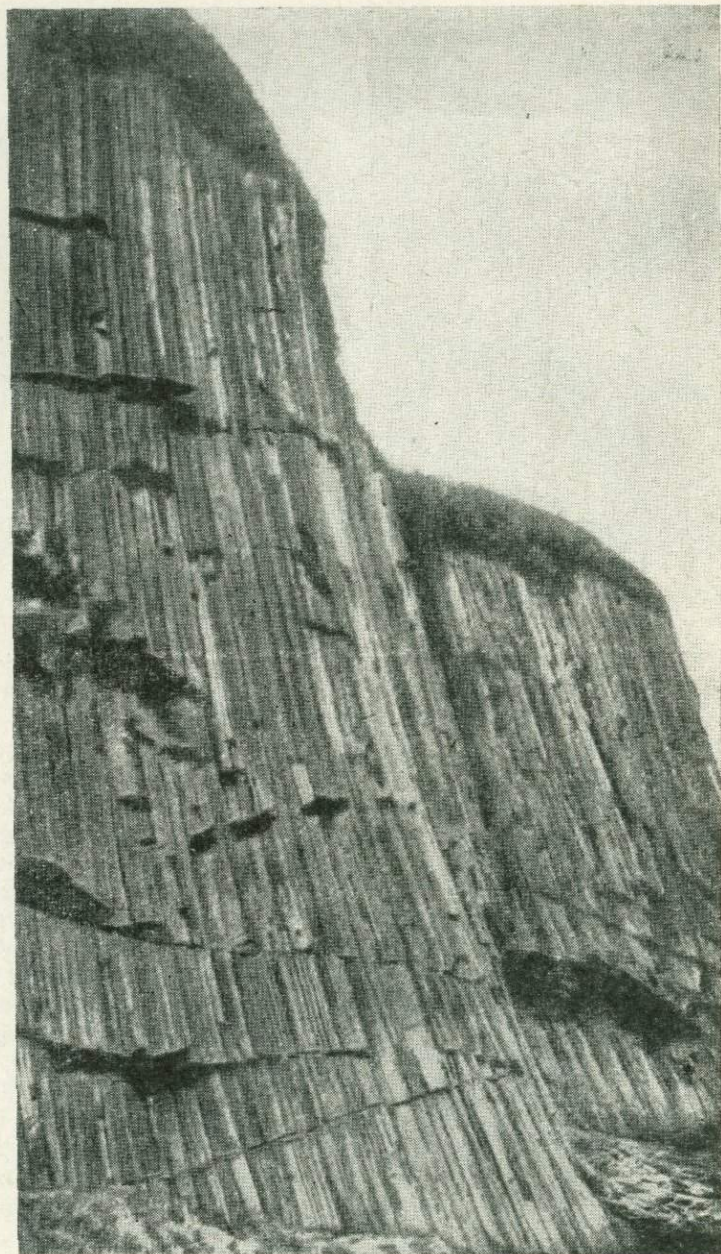


Рис. 48. Столбчатая отдельность, которая прослеживается по вертикали на несколько десятков метров О. Кунашир. Фото А. А. Алискерова



Рис. 49. Экструзивный купол с отчетливо выраженной текстурой типа «поленницы», расположенный горизонтально. О. Кунашир. Фото К. Н. Рудича

распространена порфировая структура пород, где соотношение вкрапленников и основной массы колеблется в широких пределах, хотя последняя всегда преобладает. В породах с плотной основной массой вкрапленники по объему занимают 5—7%, а в более раскристаллизованных иногда достигают 35%.

Структура основной массы — от стекловатой до микрофельзитовой. Широко развита флюидальная структура и близкая к ней пилотакситовая, а также микролитово-сферолитовая.

Господствующим минералом в породах таких экструзий является плагиоклаз. Важным типоморфным минералом служит моноклинный и ромбический пироксен, образующий гнездовидные скопления. Встречаются интрателлурические вкрапленники роговой обманки. Наименьший объем занимают вкрапленники кварца, принадлежащие низкотемпературной модификации его.

Таковы весьма сжато характерные свойства экструзий.

Попытаемся выяснить сходство и различие между экструзиями и малоглубинными телами. Чтобы уяснить характер этих соотношений, напомним, что речь идет о двух типах малоглубинных или субвулканических тел. К первому типу относятся те из них, становление которых происходит в закрытых камерах, вне связи с вулканической деятельностью. Второй же тип этих образований формируется одновременно с вулканитами.

Вначале разберем соотношение экструзий и субвулканических (малоглубинных) тел I типа. Прежде всего укажем на различия генетические: первые из них являются составной частью вулканических продуктов, представляя одну из стадий извержений, тогда как субвулканические тела этого типа образуются в условиях закрытой системы, без выхода расплава на поверхность, в определенной геолого-структурной обстановке.

Разные и величины тел. Выше, при описании соответствующих субвулканических массивов указывалось, что площади их, на современном эрозионном срезе, иногда превышают 1000 км<sup>2</sup>. Едва ли подобные размеры возможны для экструзий. Последние, с диаметром основания 2—2,5 км считаются уже очень крупными. Различия в этом отношении довольно существенны.

Обратимся к кристалличности пород. В экструзиях она главным образом стекловатая до микрофельзитовой, а в малоглубинных — от почти стекловатой (особенно базис) до полнокристаллической. Правда, это положение иногда оспаривается. Некоторые исследователи полагают, что «нельзя согласиться с тем, что существует непрерывный ряд пород, структура которых постепенно изменяется от полнокристаллической до стекловатой» (Борисов, Борисова, 1974, стр. 98). Но глубокие врезки крупных субвулканических массивов свидетельствуют о том, что вариации структур в слагающих их породах довольно разнообразны. Следует лишь заметить, что кристалличность в породах таких массивов не всегда изменяется постепенно, в некоторых случаях происходит это и скачкообразно.

Некоторые субвулканические тела по своей форме напоминают экструзии. Но это относится к небольшим телам одноактного внедрения. И все же полного сходства между ними не имеется. Изучение четвертичных кислых экструзивных куполов Камчатки показало, что в них имеется отчетливая концентрическая (горизонтальная) и вертикальная текстурная зональность (Волюнец, 1970). В субвулканических телах она наблюдается реже.

Если же коснуться текстурных разновидностей, то здесь можно найти большое сходство. Особенно это относится к столбчатой отдельности, которая весьма ярко проявлена как в субвулканических, так и экструзивных породах. Разумеется, такая отдельность присуща преимущественно апикальным выступам описываемых образований. На некоторой глубине текстурный рисунок у них уже не совпадает.

И еще одно существенное различие имеется между субвулканическими телами (массивами) и экструзиями. Первые из них обладают повышенной металлоносностью, тогда как экструзии почти лишены этого. Вероятно, это объясняется тем обстоятельством, что расплавы, формирующие экструзии и имеющие выход на поверхность, насыщены легколетучими флюидами, не содержащими рудных компонентов. Последние сосредоточены в труднолетучих флюидах и приурочены к расплавам более глубоких горизонтов, на которых обычно и образуются субвулканические тела.

Отсюда можно заключить, что различия между типичными субвулканическими телами и экструзиями довольно существенны, значительно преобладающие над элементами сходства.

Имеются субвулканические тела, отнесенные ко II типу, которые близки к экструзиям. Они представляют многочисленную группу субвулканических образований, приуроченных к вулканическим поясам. Некоторые исследователи к собственно субвулканическим телам относят именно эти малоглубинные образования, хотя по сравнению с типом I они имеют второстепенное значение как по объему, так и по типичным признакам.

Становление субвулканических тел II типа происходит при подъеме магматического расплава на поверхность (при извержении вулканов), когда на определенных глубинах им заполняются всевозможные полости, при относительно слабой дегазации. Эти субвулканические тела имеют смешанное интрузивно-эффузивное происхождение, с явным преобладанием эффузивной фации и образуются в периоды активизации вулканической деятельности. Основное отличие этих субвулканических тел от экструзий заключается в том, что они формируются в закрытых трещинах и других полостях, а экструзии — в открытых, сообщающихся с поверхностью. Этим же обусловлены и некоторые различия в кристалличности пород и отчасти их текстуре.

Что же касается времени становления субвулканических тел этого типа и экструзий, то оно зачастую весьма сближено, но в

Таблица II

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЭКСТРУЗИВНЫХ ПОРОД КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	61,80	62,37	68,32	69,96	74,00	65,52
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,53	0,67	0,44	0,50	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,29	14,41	14,51	13,33	1,82	15,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	7,94	2,17	—	1,02	2,22
FeO	4,12	0,68	2,45	4,17	2,18	4,05
MnO	0,12	0,08	0,11	0,02	0,12	0,19
MgO	1,89	1,68	1,67	1,54	3,62	1,19
CaO	5,96	5,64	4,38	1,86	2,60	4,87
Na <sub>2</sub> O	3,18	2,79	3,43	2,96	2,79	4,36
K <sub>2</sub> O	0,61	0,80	1,42	2,97	0,86	0,78
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	1,59	0,40	2,68	0,40	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,40	1,22	—	—	0,40	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,06	0,13	0,05	—	0,28
SO <sub>3</sub>	—	0,01	—	—	0,02	—
П.П.П.	—	—	0,35	—	—	—
Сумма	100,20	99,80	100,01	99,98	100,33	100,04

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	8,0	7,7	5,7	10,6	7,0	10,8
c	7,4	11,6	5,1	2,2	2,9	5,0
b	13,3	6,3	8,5	8,9	10,5	8,9
S	71,3	74,4	80,7	78,3	79,6	75,3
a'	35,4	—	12,3	27,5	18,9	—
f'	39,6	65,1	64,8	43,8	26,8	66,4
m'	25,0	25,3	22,9	28,7	54,3	22,6
c'	—	9,6	—	—	—	11,0
n	89,6	83,3	70,7	60,2	82,6	89,5
Q	+19,2	+22,1	+44,9	+33,1	+42,3	+24,2
a/c	1,1	0,7	1,1	4,8	2,4	2,2

Коллекции: 1, 2, 5 — Е. К. Мархинина (о. Кунашир: 1 — кальдера Менделеева, 2 — вулкан Головнина, 3 — Горячий Пляж); 3, 4 — А. В. Колоскова (о. Кунашир, р. Рудная); 6 — Г. С. Горикоза (о. Симушир); 7—12 — К. Н. Рудича (12 — о. Расшуа, остальные из островов Ушишир).

	7	8	9	10	11	12
	59,12	61,08	61,52	63,10	67,36	60,18
	0,77	0,70	0,70	0,67	0,70	0,77
	17,47	17,81	17,65	16,37	16,23	17,83
	1,60	2,52	2,09	3,54	1,83	0,90
	5,49	3,74	3,97	2,15	2,38	5,23
	0,18	0,20	0,20	0,19	0,14	0,16
	1,98	2,37	2,35	2,31	1,21	3,64
	8,74	7,30	7,15	5,74	4,63	4,30
	3,37	3,52	3,84	3,50	4,15	2,81
	0,70	0,59	0,51	0,83	0,97	1,39
	0,34	0,04	0,02	0,93	0,02	0,57
	0,14	0,11	0,19	0,96	0,08	1,81
	0,26	0,20	0,19	0,25	0,24	0,17
	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—
	100,16	100,18	100,38	100,54	99,94	99,76

	8,7	8,8	9,4	9,2	10,6	8,2
	7,7	7,8	7,4	6,6	5,6	5,3
	13,7	11,5	11,4	10,0	6,1	17,3
	69,9	71,9	71,8	74,2	77,7	69,2
	—	—	—	—	—	30,1
	50,9	52,8	51,3	55,0	65,4	34,2
	25,3	35,9	35,5	40,0	33,9	35,7
	23,8	11,3	13,2	5,0	0,7	—
	88,0	90,1	92,0	86,0	86,7	75,4
	+14,7	+18,2	+17,6	+23,3	+28,4	+16,7
	1,1	1,1	1,3	1,4	1,9	1,6

Аналитики: Н. Н. Постникова, Н. Р. Гусакова, Т. В. Долгова, В. М. Солдатова, П. С. Мазалова, В. П. Эрман.

некоторых случаях заметен разрыв, о чем свидетельствуют активные контакты между ними.

Химизм пород экструзий демонстрируется на примере Курильских островов. Как следует из приведенных анализов, они относятся к андезитам, дацитам, дацито-липаритам и липаритам (табл. 11). Состав пород неоднороден, но он повсеместно кислее вулканических образований, с которыми экструзии имеют непосредственную связь. Такая же закономерность наблюдается и в других районах.

## ХИМИЗМ ПОРОД МАЛОГЛУБИННЫХ ТЕЛ

При описании малоглубинных образований отдельных районов приводились химические анализы по каждому из них. В настоящем разделе делается сопоставление химизма пород этих районов, для уяснения их общности. К этому лишь нужно добавить, что далеко еще не везде малоглубинные или субвулканические образования четко обособлены, а в некоторых случаях они интерпретируются исследователями по-разному. Поэтому здесь приводятся только те данные, по которым противоречия исключаются.

Ниже приведены усредненные данные химических анализов пород, по которым и можно произвести сравнение их между собой (табл. 12).

Как следует из материалов, изложенных выше, наиболее характерным для Северо-Востока СССР, да, по-видимому, не только для этой территории, является субвулканический массив типа Тарынского. Несмотря на необычайно крупные размеры, он тем не менее обладает поразительной однородностью пород, не выходящих за пределы дацитов. Это же подтверждается качественным и количественно-минералогическим составом пород.

Содержание такого компонента, как кремнезем, довольно постоянно, и диапазон колебания его лишь немногим превышает один процент. Столь же постоянны двуокиси натрия и калия, содержащиеся в равных количествах (см. табл. 1). Это же можно видеть и по числовым характеристикам «п» и «Q» (последняя свидетельствует об избытке кремнезема). Отличительной особенностью пород этого массива является относительно высокая меланократовость (повышенное значение характеристики «в»), а также некоторая пересыщенность глиноземом.

Очень характерен и другой субвулканический массив Северо-Востока СССР — Буордахский, превышающий по своему размеру 1000 км<sup>2</sup>. Несмотря на такую величину, массив однороден. И хотя пробы для анализов отбирались на разном удалении от контактов и различной глубине, — колебания в химическом составе пород оказались незначительными.

По химическим анализам пород, помещенным в табл. 2, а также в сводной таблице № 12 (усредненные данные), можно

Таблица 12

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД (УСРЕДНЕННЫЕ ДАННЫЕ)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	66,90	65,24	74,47	65,07	68,87	69,68	60,92	66,74
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,56	0,32	0,64	0,30	0,41	0,49	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,30	15,27	12,36	16,07	13,81	13,54	18,06	14,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,68	1,04	0,88	1,25	1,19	2,47	2,79	2,67
FeO	3,18	4,01	1,51	4,30	3,98	2,24	2,43	1,83
MnO	0,07	0,12	0,05	0,06	0,05	0,08	0,10	0,09
MgO	1,07	1,07	0,76	1,45	1,87	1,80	2,55	1,94
CaO	3,00	3,75	1,01	2,92	2,71	2,05	5,40	3,32
Na <sub>2</sub> O	3,08	2,77	3,45	3,35	4,22	2,66	3,24	3,93
K <sub>2</sub> O	2,70	3,15	4,47	3,52	0,86	1,13	2,07	1,94
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,42	0,14	0,15	—	—	0,33	0,22
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,80	1,61	0,81	0,81	—	0,41	0,29	0,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,23	—	0,22	—	—	0,14	0,14
CO <sub>2</sub>	1,30	0,59	0,12	0,12	—	—	0,10	0,04
SO <sub>3</sub>	0,14	0,10	0,06	—	—	—	0,10	0,04
П.П.П.	—	—	—	0,01	2,24	3,20	1,50	1,97
Сумма	100,06	99,93	100,14	99,94	100,11	99,67	100,41	100,19

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	10,8	11,0	13,6	12,5	10,4	7,3	10,5	11,7
c	3,7	4,7	1,2	3,5	3,2	2,4	6,8	3,7
b	8,1	7,5	3,4	9,6	9,2	12,7	10,4	7,8
S	77,4	76,8	81,8	74,4	77,2	77,6	72,3	76,8
a'	31,2	8,9	0,4	20,1	14,4	43,4	9,0	—
f'	46,1	66,2	63,3	54,3	51,8	33,2	47,9	52,8
m'	22,7	24,9	36,3	25,6	33,8	23,4	43,1	42,2
c'	—	—	—	—	—	—	—	5,0
n	63,4	57,2	54,0	59,1	88,2	78,2	70,4	75,7
Q	+29,4	+27,0	+35,3	+20,3	+30,4	+38,1	+16,7	+26,6
a/c	2,9	2,3	11,4	3,5	3,2	3,0	1,5	3,2
G	7,3	12,2	21,2	11,1	10,8	16,2	23,8	29,3

Средний из анализов	22	15	26	10	10	8	35	14
---------------------	----	----	----	----	----	---	----	----

1 — Хатысский массив;

2 — Сары-Кыллахский массив;

3 — Буордахский массив;

4 — Тарынский массив;

5 — субвулканические породы Южного Урала;

6 — субвулканические породы Армении;

7 — субвулканические породы Центральной Камчатки;

8 — экструзивные породы Курильских островов.

убедиться, что они не выходят за пределы липарита, хотя, как уже отмечалось выше, имеют разную кристалличность. Это подтверждает ранее сделанный вывод о том, что пульсационная подача расплава, формировавшего массив, происходила в весьма сближенные интервалы времени. Равновесные условия существования расплава при этом почти не менялись и не могли вызвать заметной дифференциации.

Содержание щелочей колеблется от 6,4 до 9,4%, с почти равным соотношением окисей калия и натрия, но иногда окись калия преобладает. Как видно из анализов, содержание щелочей в породе довольно высокое, что несколько отклоняется от среднего типа липарита и стоит близко к этой же группе, богатой щелочами.

Везде отмечается устойчивый избыток кремнезема (см. характеристику «Q»). Заметно повышенное содержание воды, превышающее в некоторых случаях 2%, особенно связанной со структурой силикатов, причем обычно в плотных породах.

Несколько завышенное содержание извести, вероятно, обязательно постмагматической карбонатизации, особенно это касается пород близповерхностных фаций, где они в наибольшей степени подвержены вторичным изменениям. Возможно этим же объясняется повышенное количество железа, преимущественно в закисной форме. В общей сложности это выражается в высоком значении характеристики «в».

Сары-Кыллахский и Хатынский субвулканические массивы, расположенные также в Яно-Колымской складчатой зоне (Северо-Восток СССР), по своим размерам намного уступают двум предыдущим. Они не столь монолитны и несколько в большей степени подвержены вторичным изменениям.

Химический состав пород Сары-Кыллахского массива по усредненным данным соответствует дациту. Но массив сложен двумя разновидностями пород — липаритами, занимающими по площади (на современном эрозионном срезе) не более 10%, и в явно преобладающем количестве дацитами. Первые из них близки по составу липаритам Буордахского субвулканического массива, вторые — дацитам Тарынского.

Отмечается заметное превосходство окиси калия над окисью натрия, хотя общее количество щелочей невелико. Как и в некоторых других массивах, заметно преобладание железа над магнием. Породы несколько пересыщены кремнеземом. Как показывает микроскопическое изучение, породы подвержены процессам альбитизации. В какой-то мере это же подтверждается соотношением числовых характеристик «а/с».

Среди описываемых массивов Северо-Востока СССР самый неприметный — Хатынский. Размер его невелик — всего около 50 км<sup>2</sup>, но он, пожалуй, по своему составу самый сложный. По крайней мере в нем фиксируются три разновидности пород — липариты, дациты и андезиты. В объемном отношении они нерав-

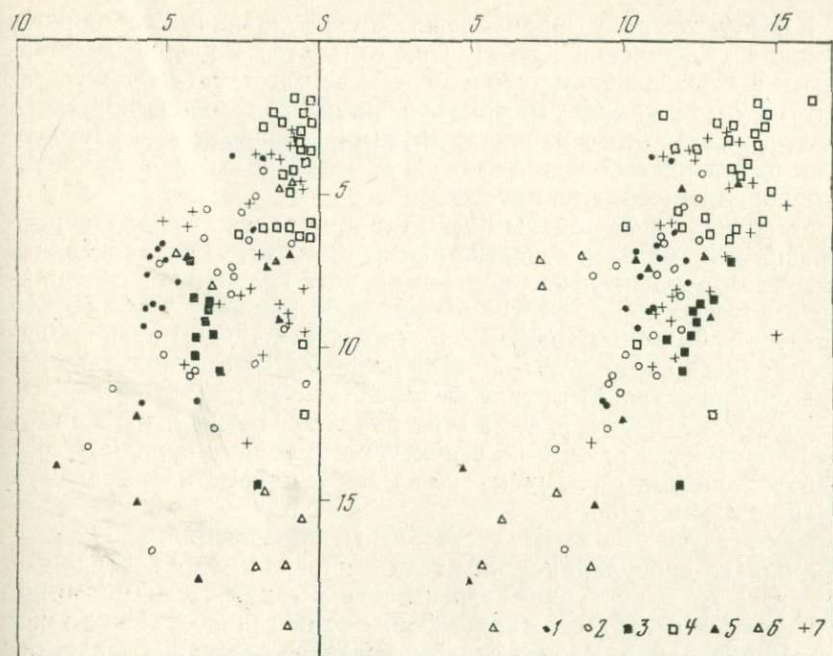


Рис. 50. Диаграмма химических составов малоглубинных магматических образований и гранитоидов

- |                       |  |
|-----------------------|--|
| 1 — Сары-Кыллахский;  | 5 — субвулканические породы Южного Урала;    |
| 2 — Хатынский массив; | 6 — субвулканические породы Армении;         |
| 3 — Тарынский;        | 7 — интрузии гранитоидов Северо-Востока СССР |
| 4 — Буордахский;      |  |

нозначны — роль андезитов в массиве незначительна. Породы повсеместно подвержены постмагматическому изменению, что отчасти отражается и на их химизме.

Химизмом пород Хатынского массива подтверждаются геологические позиции, свидетельствующие о становлении его в несколько весьма сближенных импульсов. Во всех случаях границы между тремя упомянутыми разновидностями прослеживаются. Это же отчасти нашло свое отражение и на векторной диаграмме (рис. 24), где можно заметить относительно плавное изменение соответствующих параметров слагающих массив пород.

Субвулканические породы Южного Урала в общем близки по своему составу породам таких же образований Северо-Востока СССР. По усредненным данным они соответствуют липарито-дацит. Однако для разных участков этого района колебания в составе пород все же заметны и принадлежат ряду андезито-дацит, дацит, липарит, с некоторым преобладанием последнего.

К этому же ряду принадлежат и субвулканические породы Армении (Кафанский район). Они относятся к кварцевым порфирам и альбитофирам (что в общем соответствует липарито-дациту), и колебания в их составе невелики. Сравнение химического состава пород этого района с другими показывает, что между ними различия небольшие, особых отклонений от субвулканических пород мезозой не имеется.

Малоглубинные породы Камчатки принадлежат гранодиорит-порфирам и дацитам, отчасти андезито-дацитам. Состав их вкладывается в относительно узкие рамки, хотя колебания в содержании некоторых компонентов все же значительные, особенно это касается кремнезема (разница достигает 14%). Суммарное количество окисей калия и натрия небольшое и по этому признаку породы можно отнести к группе, бедной щелочами.

Интересно отметить, что в этом районе на одной и той же глубине образуются разные по структурному облику породы — гранодиорит-порфиры и дациты, но на их химическом составе это почти не отражается.

Как указывалось выше, экструзивные образования в ряде случаев близки субвулканическим телам, иногда имея с последними одни и те же структурно-геологические и генетические позиции. Встречаются весьма схожие по форме залегания, а также текстурным признакам. Это же отчасти подтверждается и химическими анализами пород экструзий, из которых видно, что они ближе всего отвечают дацитам, с отклонением к андезито-дацитам, с одной стороны, и липаритам — с другой.

В качестве объекта были избраны весьма характерные экструзии Курильских островов. Здесь они не только обильно проявлены, но и хорошо отпрепарированы, что позволяет проследить их соотношения с другими магматическими образованиями. Данные по экструзиям других районов показывают, что они по составу близки между собой.

Для сопоставления химизма на диаграмму (рис. 50) нанесены данные о некоторых гранитоидах Яно-Колымской складчатой области (Северо-Восток СССР), которые нередко служат обрамлением субвулканических массивов этого района.

## СТАНОВЛЕНИЕ МАЛОГЛУБИНЫХ ТЕЛ И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Малоглубинные и некоторые другие магматические образования нередко приурочены к кольцевым структурам. Такая взаимосвязь хорошо прослеживается во многих регионах земного шара, притом в широком возрастном диапазоне (Свешникова, 1973; Буданов, 1970; и др.). В этом отношении весьма показателен Северо-Восток СССР, где отчетливо видна приуроченность к кольцевым структурам субвулканических тел.

В складчатых областях кольцевые структуры обычно свойственны периоду их полной консолидации, но образуются в период превращения геосинклинали в ороген. Они контролируют размещение магматических пород разных фаций и особенно малоглубинных тел, что очень ярко выражено в Яно-Колымской складчатой области (Северо-Восток СССР). Одна из таких весьма сложных структур, изученная автором (Рудич, 1959), расположена в районе хр. Сарычева. Это структура гигантского масштаба, размер которой по наибольшему измерению достигает 180 км (см. рис. 1, 1).

Кольцевые разрывные структуры этого района наложены на складчатые, о чем свидетельствует дискордантность в расположении магматических тел по отношению к общему простиранию магматического пояса. С кольцевыми структурами связан магматический комплекс, центральное положение в котором принадлежит крупному Тарынскому субвулканическому массиву. Становление его, а вместе с тем и образование кольцевых структур, было довольно сложным и схематично представляется в следующем виде.

Возникновение разломов и всевозможных полостей и заполнение их магматическим расплавом было результатом многоэтапного развития, однако же, в данном случае, ограниченного рамками верхней юры — нижнего мела. Магматический процесс начался извержением кислых, преимущественно липаритовых лав небольшого объема, образовавших два эффузивных поля, обрамленных полукольцевыми дайками.

Но самым важным событием был следующий этап в развитии этой структуры, который выражен в формировании крупного субвулканического массива дацитов, занявшего полость опустившегося грабенообразного блока осадочной толщи. Можно предположить, что это происходило в такой последовательности. Под

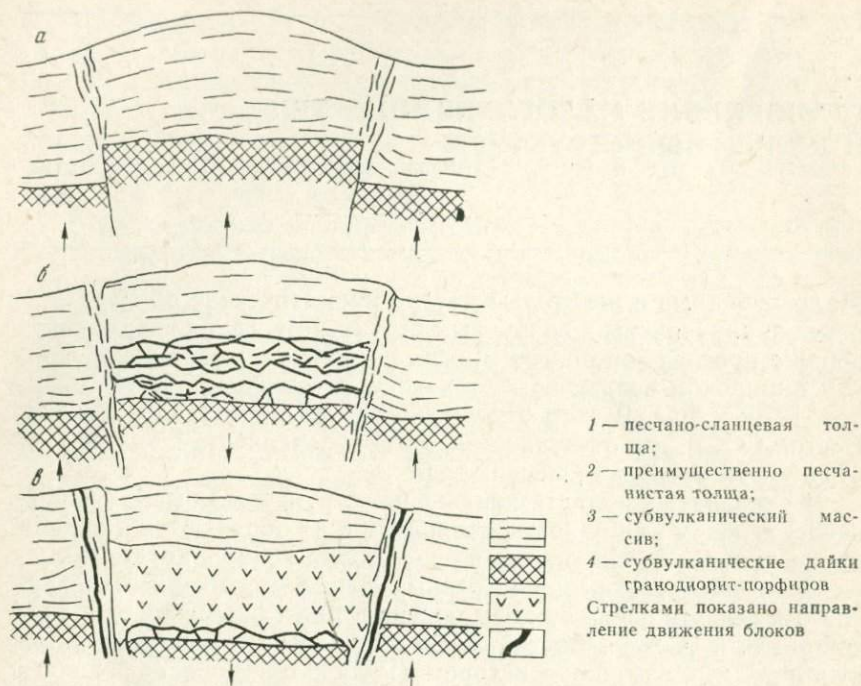


Рис. 51. Становление Тарынского субвулканического массива в сочетании с грабенообразным опусканием блоков осадочной толщи

активным воздействием магматических масс вначале произошло куполообразное воздымание осадочной толщи (рис. 51, а). Вместе с тем оно способствовало возникновению обильной трещиноватости и обособлению этой толщи на отдельные блоки.

Когда подъемная сила магматических масс несколько уменьшилась, вертикально направленное напряжение ослабло, расплав начал просачиваться в образовавшиеся трещины и полости, движение блоков осадочной толщи обрело противоположное направление — началось грабенообразное опускание (рис. 51, б).

Вследствие отрыва от приповерхностной части осадочной толщи других блоков, при последующем погружении начала создаваться полость, которая интенсивно заполнялась магматическим расплавом, образовавшим в конечном счете субвулканический массив (рис. 51, в).

Во время внедрения давление магматических масс в какой-то мере способствовало уплотнению осадочной толщи по флангам, чем и вызван небольшой наклон к центру системы (в сторону субвулканического массива).

К этому следует добавить, что взаимодействие магматических масс и тектонических процессов было активным. Поэтому, когда

субвулканический массив был сформирован, вокруг него образовалась кольцевая ослабленная зона или система разломов, где и развивались последующие события.

Спустя некоторое время, когда субвулканический массив был несколько консолидирован, после очередных тектонических подвижек в нем и вокруг него возникли глубокие трещины. Они были заполнены новым импульсом дацитового расплава, образовавшим дуговые дайкообразные (гранодиорит-порфировые) тела большой протяженности.

В этой громадной концентрически-кольцевой структуре, в субвулканическом массиве, а также в дайкообразных телах, в большинстве случаев отмечаются весьма крутые контакты, направленные как к центру системы, так и в сторону от нее. Первые из них, очевидно, отвечают коническим разрывам (характерным для даек), вторые — кольцевым. Судя по характеру залегания магматических тел, главную роль играли большие разрывы кольцевого типа, по которым происходило опускание ограниченных ими блоков и заполнение возникающих камер магматическими расплавами.

В пределах этой же кольцевой структуры встречаются и более молодые такого же типа, но значительно меньшего масштаба. Наблюдаются и концентрически-ступенчатые кольцевые грабены с радиусом всего около 5 км и амплитудой опускания 200—300 м.

Таков схематично механизм становления Тарынского субвулканического массива и обрамляющих его гранодиорит-порфировых даек. Здесь тесно увязывается активное взаимодействие внедряющего магматического расплава и тектонических процессов.

На стыке Яно-Колымской складчатой области и Колымского срединного массива расположен также очень крупный Буордахский субвулканический массив. Он тоже окружен полудуговыми разломами, однако характер становления его был совсем иным. Воздымание кровли, как и в предыдущем случае, произошло в результате подъема магматических масс, но расплав находился намного ближе к поверхности и, что самое главное, здесь не происходило грабенообразное опускание осадочной толщи. Пульсационным поступлением расплава и был образован этот субвулканический массив.

К полосе стыка приурочены и другие субвулканические массивы, в том числе Сары-Кыллахский и Хатысский, которые частично обрамлены дуговыми разломами.

Такие же или близкие к ним структуры известны в Иньяли-Дебинском синклиории, дуговые ряды интрузивных тел — в бассейне Яны и т. д.

Кольцевые и дуговые структуры известны не только в Яно-Колымской складчатой области. Они широко развиты в районе Оймяконо-Охотского срединного массива, в частности в пределах хр. Сунтар-Хаята, примыкающего к хр. Сарычева. Примерами

концентрических структур этого хребта могут служить Сунтарская группа и наиболее четко выраженная Лабынкырская кольцевая структура (Ларин, 1957). Для этой структуры характерны не только элементы, отчетливо выраженные в современном рельефе, но и повторяющие тот же план ранние структуры, контролирующие размещение различных магматических образований. Это объясняется, вероятно, дифференциальным движением блоков, на которые осадочный покров реагировал не только своеобразной конфигурацией складчатых структур, но и возникновением более поздних кольцевых разломов.

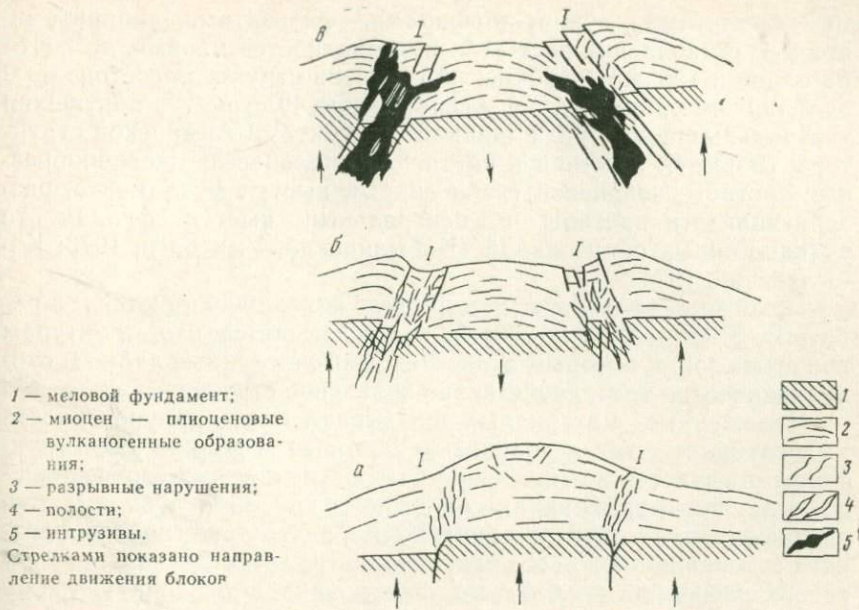
Своеобразное сочетание структур и малоглубинного магматизма прослеживается на Камчатке. Конкретным примером является Авачинско-Китхойская зона поднятий, со сложным набором малоглубинных интрузивов. Детальное изучение этой полукольцевой структуры и приуроченного к ней магматизма показало, что ряд малоглубинных интрузивных тел, расположенных ближе к периферии структуры, сформированы на разной глубине. Так, глубина становления Авачинского интрузива оценивается в 1000—1200 м, Тимоновского — в 700—800 м, Китхойского — в 200—300 м, что подтверждается и характером изменения структур пород массивов (Рудич, Колосков и др., 1974).

Механизм становления упомянутых интрузивных тел в общей сложности представляется в следующем виде (рис. 52). Вследствие тектонических процессов и частичного воздействия магматических расплавов произошло некоторое воздымание миоцен-плиоценовых вулканогенных образований (рис. 52, а). Следующий этап выразился в погружении центрального блока, в сочетании с подъемом боковых (по флангам) и образовании разрывных нарушений кольцевого типа и полостей (рис. 52, б). Завершающим этапом явилось формирование интрузивных тел на разных, но в общем небольших глубин, в сочетании с блоковыми подвижками вмещающей среды (рис. 52, в).

Имеются случаи, когда внедрение магматических расплавов непосредственно связано с формированием кольцевых и конических разломов. Хорошо известным примером может служить остров Малл в Шотландии, где отчетливо выражено сочетание структур и многочисленных дайкообразных тел (Richey, 1937, 1939; Anderson, 1937 и др.).

Связь некоторых магматических комплексов с такими структурами отмечается в среднем Тянь-Шане — в Чаткало-Кураминском районе (Арапов, 1964). Здесь, в пределах кольцевых структур — мульд проседания, сосредоточены породы кислого состава, которые при своем становлении и являлись первопричиной тектонических движений. Им и отводится решающая роль в образовании мульдообразных структур проседания.

Широко развиты кольцевые верхнепалеозойские структуры (морфоструктуры) в Центральном Казахстане, особенно в пре-



1 — меловой фундамент;  
 2 — миоцен — плиоценовые  
 вулканогенные образова-  
 ния;  
 3 — разрывные нарушения;  
 4 — полости;  
 5 — интрузивы.  
 Стрелками показано направ-  
 ление движения блоков

Рис. 52. Становление малоглубинных интрузивов Авачинско-Китхойской зоны поднятий (Камчатка)

делах Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Попова, 1966; Скублова, Зейлик, 1969 и др.). Такие структуры обычно имеют округлую в плане форму, с диаметром в пределах 15—70 км, и приурочены к зонам сочленения разноориентированных разломов глубокого заложения. Для них характерно дугообразное и концентрическое расположение даек, субвулканических и жерловых образований, гранитных плутонов, секущих кольцевую структуру.

В пределах Центрального Алдана основные объемы магматических образований являют собой вулcano-плутонические комплексы; имеющие кольцевое строение. Таким комплексам обычно присуща форма овалов, размеры которых варьируют от 7 до 30 км<sup>2</sup> (Максимов, 1970). В этих структурах отмечается следующее: в одних случаях породы ранних фаз размещены в центре структуры и сменяются к периферии более поздними внедрениями, в других — наблюдается обратная последовательность.

Интересным представляется Охотско-Чукотский вулканический пояс, граничащий с Яно-Колымской складчатой областью. Изучением этого пояса занимались многие исследователи, оно отражено во многих работах (Устиев, 1959; Сперанская, 1976; Белый, 1969, 1976 и др., Кобылянский, Ичетовкин, 1970 и многие другие). Одним из довольно сложных по строению в этом поясе, но относительно хорошо изученных, является Арманский субвулканический комплекс. Он сложен близкими по составу порода-

ми — гранитами, гранит-порфирами, фельзитами, липаритами, причем, становление всех этих разновидностей произошло почти на одной и той же глубине. Арманская структура состоит из 9 вулкано-тектонических депрессий, свыше 40 структур обрушения и купольных поднятий. Главными элементами Арманской структуры являются внешний и внутренний кольцевые желобообразные прогибы, кольцевой гребневидный выступ фундамента, разделяющий эти прогибы и центральный выступ фундамента вулканогенных образований (Кобылянский, Умитбаев, 1973; Кобылянский, 1974).

Некоторые вопросы структур этого пояса разбираются и в работе В. В. Ярмолюка (1970). В ней указывается, что структурам корневых зон, к которым относятся многочисленные дайки и субвулканические тела, свойственно кольцевое строение.

Изложенные материалы показывают, что приуроченность малоглубинных тел к кольцевым, дуговым и коническим структурам отмечается во многих местах. Изучение этих соотношений помогает выяснению характера становления малоглубинных тел, которые в одних случаях образуются в результате грабенообразного опускания блоков осадочной толщи, в других — вдавливания вязких расплавов в слабо литифицированную осадочную толщу и т. д. Изучение таких сочетаний важно и в отношении выяснения закономерностей рудообразования, связанного с близповерхностным магматизмом.

## МАЛОГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ

Изучение многочисленных малоглубинных магматических образований показало, что во многих местах они обладают повышенной рудоносностью. В общей сложности к ним приурочены месторождения золота, олова, серебра, вольфрама, меди, ртути, полиметаллов и некоторых других компонентов.

В ряде рудных районов обнаружены крупные месторождения, генетическая связь которых с субвулканическими породами неоспорима. Так, в американском секторе Тихоокеанского пояса с ними связаны все крупнейшие месторождения олова: в третичных риолитах штата Невада (США) и Мексики, крупнейших телескопированных месторождениях малых глубин Боливийской провинции и др. Такие же оловорудные месторождения обнаружены и в советском секторе Тихоокеанского рудного пояса — на Северо-Востоке СССР (Некрасов, 1962, 1966; Некрасов, Покровский, 1973).

Там же имеются золоторудные месторождения. Некоторые исследователи полагают, что расцвет золоторудной промышленности конца XIX и начала XX вв. основан на открытиях месторождений, так или иначе связанных с субвулканическими образованиями (Малахов, 1968). Это же подтверждается и современными исследованиями.

Имеются основания утверждать, что медноколчеданные месторождения многих провинций мира также связаны с малоглубинным магматизмом.

Рудоносность субвулканических образований обусловлена прежде всего характером становления их, которое происходит на малых глубинах. Доказано (Некрасов, 1966 и др.), что в приповерхностных условиях имеет место резкий перепад температуры и давления. Это оказывает большое воздействие на растворы — они становятся пересыщенными, что и приводит на определенных уровнях глубинности к выпадению избыточного количества отдельных компонентов.

Приведем на этот счет некоторые примеры.

На Северо-Востоке СССР в пределах Тарынского субвулканического массива (юго-восточная часть хребта Сарычева), известно рудопроявление олова, приуроченного к кислым эффузивам и частично субвулканическим породам — дацитам и, в меньшей мере, андезито-дацитам (Рудич, 1959). Большая часть пород,

вмещающих оруденение, сильно изменена, что выражается в хлоритизации, альбитизации и окварцевании их. Наиболее интенсивно эти процессы проявлены вблизи жильных тел и на участках брекчированных пород. Здесь фиксируется процесс почти полной переработки вмещающих пород под воздействием горячих растворов и газов, в какой-то мере отвечающий процессу пропилитизации. Рудопроявление преимущественно локализовано в сильно дробленных эффузивного облика породах, зажатых между субвулканическими образованиями.

Из других компонентов, обнаруженных на этом участке, следует указать на присутствие пирита, галенита, сфалерита, халькопирита и серебра. Интересно отметить совместное нахождение в рудоносных зонах цеолитов, ильваита, диопсида и местами самородного серебра, указывающих на длительное и многостадийное формирование подобных минерализованных зон.

Почти в центре концентрически-кольцевой системы (Тарынский субвулканический массив) имеется своеобразное низкотемпературное рудопроявление серебра, цинка, свинца и других металлов.

Они тесно связаны с гранодиорит-порфирами, являющимися наиболее поздними образованиями в комплексе субвулканических пород. Как уже теперь известно, возраст их верхнеюрский (по определению абсолютного возраста).

Гидротермальная деятельность на этом участке и связанное с нею оруденение проявились в образовании серии кварцевых, частью кварцево-карбонатных жил, а также сопутствующем им околожильном изменении вмещающих пород. Как и в предыдущем случае, здесь отмечаются и другие рудные минералы, как-то: ковеллин, халькозин, марказит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, пирит и некоторые другие.

Укажем еще на одно рудопроявление свинца, серебра, цинка и других металлов, пространственно приуроченного к западной части Тарынского субвулканического массива. Рудоносные тела здесь представлены кварцевыми жилами, заполняющими крутонаклонные трещины в субвулканических породах и минерализованными зонами дробления в дацитах. Рудопроявление относится к полиметаллическому типу. Помимо упомянутых в рудных телах присутствуют касситерит, блеклая руда, гематит, магнетит, халькопирит, самородная медь, халькозин, ковеллин, свинцовая охра, лимонит и др.

Рудопроявления многих — в первую очередь таких металлов, как серебро, олово, свинец, цинк и др. — известны и в некоторых других местах этого района, приурочены к эффузивным и субвулканическим образованиям верхней юры.

Изложенные материалы позволяют сделать вывод, что в районе хребта Сарычева малоглубинный магматизм и рудообразование тесным образом связаны между собой. Столь же тесно с ними увязываются тектонические факторы, которые во всех случаях

способствовали многостадийному магма-рудообразованию, в этой мобильной концентрически-кольцевой структуре. Следует лишь подчеркнуть специфичность магматических комплексов: они относятся к кислому составу. В числе других этим же составом пород сложен и Тарынский субвулканический массив. Формирование его в разноглубинных условиях способствовало широкому интервалу кристаллизации расплавов и длительной консервации летучих компонентов.

Следует обратить внимание и еще на один вопрос. Известно, что формирование концентрически-кольцевой структуры хребта Сарычева происходило на протяжении длительного времени. Довольно длительным было и становление магматических комплексов, связанных с этой структурой.

В связи с этим возникает вопрос — как долго продолжаются рудообразующие процессы, ассоциирующиеся с магматизмом. Как нетрудно заметить, характер рудообразования зависит от состава того или иного магматического комплекса и в зависимости от эволюции последнего происходят изменения и в составе рудоносных тел. Вероятно, это можно объяснить тем обстоятельством, что рудообразующие процессы продолжают длительное время, которое, в какой-то мере может быть сопоставимо с формированием (кристаллизацией) неглубоко залегающих интрузивных (субвулканических) тел. На подобные примеры указывает Ван Беммелен Р. В. (1957). Некоторые фактические материалы подтверждают, что продолжительность становления интрузивных тел сопоставима с продолжительностью образования самих месторождений. По существу это же подтверждается данными по Северо-Востоку СССР (Некрасов, 1966).

В пределах Буордахского субвулканического массива, расположенного на стыке складчатой области с жесткими блоками, часто встречаются жильные образования, среди которых наиболее обильны кварцевые жилы. Местами породы настолько прокварцованы, что в составе их преобладает скелет прожилкового кварца (рис. 53).

Мощность кварцевых жил разнообразна — от нескольких миллиметров до 4 м, а протяженность их ограничивается первыми сотнями метров. Они заполняют в породах разноориентированные, большей частью крутонаклонные трещины.

Кварцевые жилы и являются рудоносными телами, в которых обнаружены рудопроявления галенита и сфалерита. Рудные минералы хорошо видны на отполированных плоскостях, где они выступают в виде чешуйчатых пластин.

Вблизи этих же мест обнаружен и шеелит, который уверенно диагностируется по сильной люминесценции в ультрафиолетовых лучах.

Весьма распространен в породах массива пирит. В качестве микровключений в нем содержится гематит. Вблизи кварцевых жил или трещиноватых зон пирит образует в породах густую



Рис. 53. Характер рудоносности кварцевых жил в Буордахском субвулканическом массиве. Фото К. В. Рудича

вкрапленность, подобие маломощных сульфидных прожилков. В ассоциации с пиритом отмечается арсенопирит, а также единичные зерна пирротина. Обильны вкрапления магнетита. Часто им сложены густая сеть маломощных ветвящихся прожилков. В кварцевых жилах магнетит образует наиболее крупные выделения в виде прожилков и гнезд. Совместно с магнетитом наблюдается гематит в виде пластинок и лучистых сростков, как следствие мартитизации магнетита. Образует он также сростки и с пиритом либо же совмещенную обособленную вкрапленность.

В небольших субвулканических массивах Северо-Востока СССР — Сары-Кыллахском и Хатысском также отмечается наличие олова, ртути, меди, цинка и некоторых других рудных компонентов.

Довольно убедительные данные о рудоносности субвулканических образований на Северо-Востоке СССР приводятся для северной части хр. Полоусного и Приморской низменности (Некрасов, Покровский, 1973). Здесь отчетливо выражены малоглубинные (субвулканические) тела, при становлении и кристаллизации которых небольшие порции расплавов прорывались на поверхность. Подобные образования локализованы в пределах двух протяженных зон глубинных разломов (рис. 54). Один из них Чолчуро-Чокурдахский, протяженностью около 250 км, приурочен к зоне сочленения разновозрастных структурных элементов — остаточного массива и мезозойской складчатости. Станов-

Таблица 13

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТИПОВЫХ ОЛОВОНОСНЫХ ПОРОД (В ВЕС.%)  
ХР. ПОЛОУСНОГО И ПРИМОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Компонент	Гранит-порфиры		Кварцевые порфиры	
	24	27	236	328
SiO <sub>2</sub>	70,26	75,54	74,25	73,37
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,19	0,36	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,96	10,88	12,78	11,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	0,97	2,12	2,78
FeO	1,32	1,12	0,64	0,26
MnO	0,03	0,05	0,08	0,13
MgO	1,04	0,88	0,52	0,37
CaO	3,04	2,12	0,86	1,12
Na <sub>2</sub> O	1,76	2,24	5,02	5,67
K <sub>2</sub> O	5,32	4,12	2,74	3,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	—	—	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,51	0,67	0,58	0,65
П.П.П.	1,03	0,64	—	0,13
Сумма	99,79	99,42	99,95	99,93

Обр. 24, 27, 328 — с Чохчурского месторождения, обр. 236 — с месторождения Зимовье—Хая (Некрасов, Покровский, 1973).

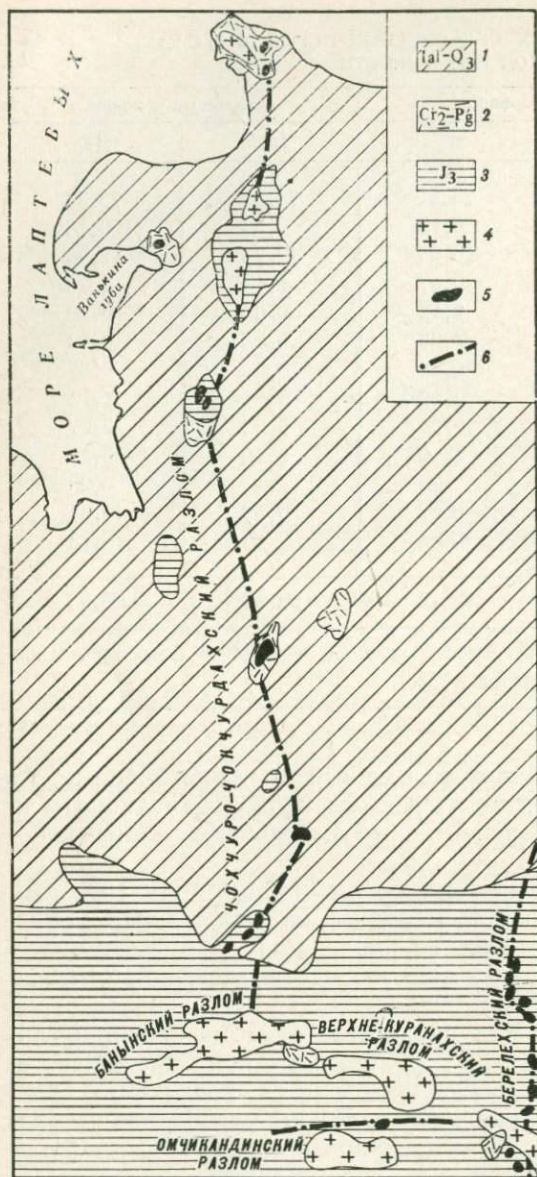
ление магматических комплексов в этой зоне происходило в две фазы. К более древней относятся в основном гранодиориты и кварцевые диориты, бесперспективные в отношении оловоносности.

Во вторую фазу образовались породы липарит-гранитного состава, становление которых происходило на небольшой глубине и часть расплава прорывалась на поверхность. Ими сформированы многочисленные дайки и дайкообразные тела, к которым и приурочены оловорудные месторождения.

К востоку от Чохчуро-Чокурдахского разлома расположен Берелехский меридиональный глубинный разлом, протяженностью около 120 км. В нем прослеживается ряд субвулканических тел разного состава — от кварцевых порфиров и гранит-порфиров до кварцевых диоритов и диорит-порфиритов.

Оловоносные субвулканические породы в хр. Полоусном и Приморской низменности залегают преимущественно в виде куполов штокообразной формы или мощных дайкообразных тел.

Химический состав наиболее характерных субвулканических пород хр. Полоусного и Приморской низменности виден из табл. 13. Он очень близок породам Буордахского субвулканического массива (Рудич, 1966).



- 1 — аллювиальные отложения Приморской впадины;
- 2 — эффузивы предположительно позднемелового—палеогенового возраста;
- 3 — терригенные породы позднеюрского возраста;
- 4 — гранитоиды того же возраста;
- 5 — субвулканические интрузивы (липариты, кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры, гранитпорфиры);
- 6 — глубинные разломы

Рис. 54. Схема геологического строения северной части хребта Полоусного и Приморской низменности (Некрасов, Покровский, 1973)

Оловоносность в этом протяженном поясе магматических образований известна с верхней юры и нижнего мела. В этой связи любопытно отметить, что в более молодых, а именно в субвулканических породах гранит-липаритового ряда позднемелового — палеогенового времени, содержание олова в три — пять раз выше, чем в породах такого же состава верхней юры и нижнего мела. Это свидетельствует не только о преобладании в металлоносности малоглубинных магматических комплексов, но и о достижении максимальной концентрации олова в магме тех очагов, которые возникли на завершающем этапе долгоживущего тектоно-магматического цикла развития складчатой области. Вариации в изменении содержания олова и сопровождающих его компонентов свидетельствуют о полной зависимости их от характера магмы на всем протяжении ее эволюционного развития.

Один из примеров генетической связи оловянного оруденения с субвулканическими породами в пределах Южного Приморья приведен в работе М. Г. Руб (1960). Он базируется на детальном изученном штоке верхнемелового возраста, сложенного фельзитами, кварцевыми порфирами и гранит-порфирами. Геологическое положение штока указывает на то, что становление его происходило на небольшой глубине. В породах штока наблюдаются миаролитовые пустоты, в которых, среди прочих минералов, в том числе флюорита и турмалина, выявлены кристаллы касситерита. Они образованы при более высокой температуре, чем касситерит гидротермальных прожилков, что, в сочетании с другими данными, свидетельствует о генетической связи оловянного рудопроявления с породами штока.

Столь же убедительные доказательства связи рудоносности с малоглубинным магматизмом фиксируются и по другим регионам. Так, в зонах разломов, контролировавших деятельность металлоносных гидротерм, в золотоносных районах южной части Охотско-Чукотского пояса обнаружены многочисленные выходы субвулканических интрузий, окруженных полями эффузивов, составляющими единые эффузивно-интрузивные (вулcano-плутонические?) ассоциации (Пляшкевич, 1966, 1968).

Выявление этих образований помогает расшифровке структур золотоносных рудных полей, поскольку в субвулканических телах, древних экстрезивных куполах и necks часто размещаются золотоносные жилы. Состав субвулканических интрузий разнообразен и, как показано Л. Н. Пляшкевич, намечается связь между минералогическим типом золотоносных жил и составом вмещающих эти жилы субвулканических и ассоциирующих с ними эффузивных пород.

Детальное изучение рудного поля, петрографии и петрохимии слагающих его пород, а также продуктов проявившегося здесь метасоматоза, позволило сделать вывод о существовании генетической связи оруденения с глубинными фациями субвулканических образований.

В других местах этого же региона, в рудоносных кварцевых жилах эффузивно-интрузивных ассоциаций, присутствует золото, сульфосоли серебра, минералы марганца, а в карбонатно-кварцевых жилах — различные карбонаты, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, марказит, арсенопирит, антимонит, киноварь и другие цветные металлы.

Отмечаются также кварцевые жилы с оруденением, локализованные в некке липаритов, в районе выходов многочисленных субвулканических интрузий липаритового состава.

Многие исследователи, изучавшие Охотско-Чукотский вулканогенный пояс на протяжении многих лет, также отмечают, что характерной чертой этого пояса является различное оруденение, во многих случаях приуроченное к субвулканическим образованиям (Белый, 1972, 1977 и др.). Оно присуще как внешней, так и внутренней зонам вулканогенного пояса. Во внешней зоне наиболее перспективными для поисков этого оруденения являются депрессии интрузивно-эффузивных кольцевых структур. Оруденение ассоциируется с субвулканическими интрузиями и эксплозивными брекчиями.

Во внутренней зоне пояса рудопроявления приурочены к самостоятельным купольным структурам, в ядрах которых вскрыты приповерхностные (субвулканические) гранитоидные интрузивы либо сложные субвулканические интрузии липаритового, дацитового и кварцево-латитового состава (Белый, 1977).

В пределах Камчатской (или Корьякско-Камчатской) мезозойско-кайнозойской складчатой области также выявлены некоторые закономерности в размещении и генетической связи рудопроявлений с субвулканическими образованиями.

Напомним, что малоглубинные магматические тела наиболее широко развиты в Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зонах. Они сложены в основном гранодиорит-порфирами, дацитами, в меньшей мере андезитами и габбро-гранодиоритами.

С малоглубинными телами этих зон во многих местах связано проявление различной минерализации, локализуемой в рудоносных жилах и полосах прожилкования. Они прослеживаются в тех же структурах, что и малоглубинные тела. Нередко рудоносные жилы располагаются в самих малоглубинных телах или на их контактах, либо же пересекают их. Характерно четкое изменение состава и интенсивности минерализации в рудоносных телах при развитии карбоната (Карбивничий, 1970).

Обратимся к некоторым районам Камчатки. Со своеобразными малоглубинными интрузивами Авачинско-Китхойской зоны поднятий связано рудопроявление меди, свинца, цинка (Алискеров, 1976). Рудопроявления здесь можно разбить на две группы: многосульфидные жильные Китхойского типа и малосульфидные гнездововкрапленные так называемого Вершинского типа. Первый из них изобилует гидротермальными кварц-сульфидными жильными проявлениями, образованными в несколько стадий

гидротермального процесса, где выявлены такие рудные минералы: пирит, магнетит, сфалерит, халькопирит, гематит, молибденит, галенит, киноварь, марказит и другие. Китхойский тип заслуживает серьезного внимания с точки зрения промышленной концентрации полиметаллов. Второй, Вершинский тип, отличается бедностью рудопроявлений, какая-либо стадийность гидротермального процесса в нем отсутствует и в общем он представляет собой только минералогический интерес.

О полиметаллическом рудопроявлении в верховьях рек Авачи, Китхой и мыса Желтого имеются сведения в работе Апрелькова и др. (1967). В ней акцентируется внимание на рудоносность интрузивных массивов этого района, к числу которых относятся и малоглубинные, а также вмещающих вулканогенных толщ. В этих магматических комплексах прослеживаются кварцевые и кварц-карбонатные рудоносные жилы.

К зонам пропилитизации (вулcano-плутоническая формация гранодиорит-порфиоров-дацитов). Срединного хребта и юго-востока Камчатки приурочены многочисленные рудопроявления. Со вторичными кварцитами этой же формации связаны рудопроявления киновари и серы (Вольнец и др., 1968).

С субвулканической формацией трахидацитового состава района Оганчи связано различное оруденение. В ряде мест жилы прослеживаются непосредственно в трахидацитах либо же вблизи них. Изучение рудных тел показало, что образование их было многостадийным. Особенно это относится к близповерхностным рудообразованиям (Кондратенко и др., 1970).

О том, что формирование как самих субвулканических образований (трахидацитов), так и связанных с ними рудных тел происходило в приповерхностных условиях, указывают некоторые особенности тех и других. О характерных свойствах субвулканических пород говорилось выше (резко выраженная порфировая структура с несколько раскристаллизованным или же фельзитовым базисом, слабо выраженные контактовые изменения, наличие маггемита и т. д.). Что же касается рудных тел, то в них, наряду с массивной текстурой, широко распространены брекчиевые, полосчатые, крустификационные и натечные формы, обычно образующиеся вблизи поверхности.

С. Е. Апрельков и др. (1976) отмечают металлогеническую специализацию для широко развитых в пределах Камчатки третичных субвулканических интрузий и одновозрастных с ними вулканических пород. Для них (и особенно малых субвулканических тел) наиболее характерна рудная минерализация.

Камчатка — одно из важных звеньев, где доказана тесная пространственная и генетическая связь оруденения с породами субвулканической формации, приуроченной к долгоживущему тектоническому разлому.

С малоглубинными магматическими образованиями в молодых складчатых областях ассоциируются и другие компоненты.

Например, в области Закарпатья, в Выгорлат-Гутинской зоне, малоглубинный магматизм сопровождается свинцово-цинковыми и ртутными рудопроявлениями (Мерлич, Спитковская, 1965).

Ранее указывалось на проявление своеобразного малоглубинного магматизма в Армении. В работе Э. Г. Малхасяна и Ю. А. Лейе (1963) приведены сведения о субвулканических образованиях, с которыми связано Кафанское медно-молибденовое месторождение. Имеющиеся данные подтверждают, что Ахталское месторождение с баритовым, полиметаллическим и медно-колчеданным оруденением также увязывается с малоглубинным телом кварцевых плагиопорфиров.

Собранные материалы по другим районам Армении свидетельствуют о связи с субвулканическими и другими магматическими образованиями рудопроявлений свинца, цинка и некоторых других компонентов (Багдасарян и др., 1976). Субвулканические образования входят в состав вулканоплутонического комплекса и сложены трахиандезит-трахит-фонолитом, а также сиенит-порфиром.

Вопрос о соотношении магматизма и рудообразования в пределах Урала уже давно привлекает внимание многих исследователей (Бородаевская, 1964; Логинов, 1967; Червяковский, 1953, 1961; Язева, 1967; Яковлев и др., 1965; Иванкин, 1962 и др.). Здесь отмечается весьма выразительная связь оруденения с многочисленными субвулканическими образованиями.

С некоторыми субвулканическими интрузиями кислого состава на Южном Урале (Блявинский район) связано медноколчеданное оруденение (Яковлев и др., 1965; Яковлев, 1966). Блявинский нижнедевонский комплекс, куда входят эффузивные, экструзивные и субвулканические фации, а также взрывные брекчии, сложен кислыми породами дацитового и липаритового состава. Возникновение предрудных субвулканических тел в этом районе связано с заключительным этапом вулканического цикла. О тесной связи медноколчеданного оруденения с субвулканическими образованиями свидетельствуют пространственная и структурная позиции их, приповерхностная глубина формирования тех и других, близкое время становления магматического комплекса и медноколчеданного месторождения. Среди субвулканических интрузий выделяются пластообразные лакколиты, гарполиты, этмолиты, штоки, дайки и др.

М. Б. Бородаевская и др. (1975), разбирая характер и формы связи колчеданного оруденения с магматизмом (главным образом на примере Урала), обращают серьезное внимание в этом плане на субвулканические образования. Авторы выделяют несколько этапов магмо- и рудообразования. В один из этапов, при многостадийном внедрении субвулканических тел, происходило образование колчеданных залежей. Оруденение также является многостадийным, причем отдельные стадии его разделены внедрением субвулканических тел.

Столь же определенны соотношения между субвулканическими образованиями и медноколчеданным оруденением в Тагило-Красноуральском районе на Среднем Урале. Отмечается, что пространственная и парагенетическая связь медноколчеданного оруденения с субвулканическими интрузиями характерна не только для Урала, но и для большинства меденосных провинций мира (Гордеева, Ярош, 1974).

Краткие сведения о субвулканических образованиях Казахстана приведены выше. Они здесь широко распространены, особенно в Прибалхашье и Чу-Илийских горах, формы проявления их довольно разнообразны. Изучением субвулканических тел занимались многие исследователи (Добрецов, Донских, 1966; Козлов, 1966; Аниятон, 1966 и многие другие). Как и в других местах, с породами субвулканических тел связаны оруденения. Можно указать на медноколчеданные и полиметаллические месторождения, рудопроявления галенита, сфалерита и некоторых других компонентов.

В пределах Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань) выделяются ниже-среднекарбонные-нижнепермские субвулканические комплексы, к которым приурочены небольшие месторождения (Баратов, 1966). С ниже- и среднекарбонным магматизмом генетически связаны мелкомасштабные колчеданные месторождения, а с пермскими — большое количество сульфидно-флюоритовых, полиметаллических и кварцево-сульфидно-гематитовых.

Для Северного Тянь-Шаня наиболее продуктивными являются экструзивные и субвулканические фации нижнекаменноугольного вулканоплутонического комплекса Ташкоро, с которыми связано полиметаллическое оруденение (Абдрисаев, 1966).

Выше уже говорилось, что одной из форм проявления интрузивного процесса в условиях малых глубин, где отмечается тектоническая напряженность, являются брекчии закрытых эксплозий, которые образуются невулканическим путем (Иванкин, 1962; Рудич, 1966). Они представляют интерес с геологических позиций, а также и потому, что в них повышено содержание рудных компонентов.

Из очень кратких и далеко не полных данных можно все же убедиться, что породы малоглубинных (или субвулканических) тел почти повсеместно являются рудоносными. Это указывает на то, что приповерхностные условия формирования магматических комплексов наиболее благоприятны для рудообразующих процессов.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

В книге изложены сведения главным образом о малоглубинных магматических образованиях, отчасти затронуты другие вопросы, которые в той или иной степени соприкасаются с ними.

Необычный характер этих образований привлекает внимание многих исследователей. В настоящее время они обрели свою самостоятельность и занимают определенное положение в магматической колонне. Однако еще и теперь малоглубинный магматизм не всегда понимается однозначно и по некоторым вопросам, касающимся их, возникают разногласия.

Из приведенных материалов, которые являются далеко не исчерпывающими, все же видно, что малоглубинный магматизм имеет широкое и почти повсеместное развитие. Наиболее значительное проявление его сосредоточено в складчатых областях, особенно на стыке их с жесткими структурами. Такие полосы стыка характеризуются наличием длительно развивающихся разломов древнего заложения, которые являются первопричиной, способствующей проникновению кислого вязкого расплава в приповерхностные горизонты.

Приповерхностные условия становления малоглубинных тел обуславливают большое разнообразие форм проявления, обилие текстурно-структурных разновидностей, в том числе и брекчиевых пород, подобных закрытым эксплозиям. Малая глубина становления отражается и на условиях выделения некоторых породообразующих, особенно ферромагнитных минералов, являющихся в известной мере индикаторами малоглубинности.

Во многих случаях отмечается тесная пространственная связь, близкое время становления и аналогичный состав пород малоглубинных тел и других магматических образований. Такое сочетание, по всей вероятности, обусловлено единым магматическим источником. Очевидно по этой причине между различными и одновременными проявлениями магматизма имеются некоторые сходства, но в то же время и совершенно определенные различия.

Важным признаком малоглубинных тел является многостадийность становления и нередкая приуроченность их к концентрически-кольцевым структурам, а также соответствующая рудоносность.

Что же в данном случае понимается под малоглубинным или субвулканическим магматизмом? В оба эти термина вкладывается один и тот же смысл — малая глубина становления магматических образований. Однако среди них отчетливо выделяется два типа. Первый из них представляет собой малоглубинные тела, в ряде случаев очень крупных размеров, которые формируются в закрытых камерах. Иногда, в процессе становления таких тел происходит прорыв кровли и образование небольших полей эффузивов. Возможно, такие массивы целесообразно было бы именовать малоглубинными, но не отождествляя их с гипабиссальными интрузивами.

Малоглубинные тела второго типа большей частью приурочены к вулканическим поясам и возникают в периоды активной вулканической деятельности. При подъеме расплава к поверхности ими заполняются всевозможные полости, преимущественно вблизи выводных каналов. Обычно это тела небольшого размера, которые наиболее точно соответствуют термину «субвулканические». Следует только учесть, что по кристалличности, а иногда и по глубине становления, они в ряде случаев очень близки малоглубинным телам первого типа.

Подведем краткие итоги по малоглубинным магматическим образованиям. Среди них можно выделить следующие типы и разновидности.

Тип I (не имеющий непосредственной связи с вулканизмом).

1. Малоглубинные тела (или массивы), иногда крупных размеров, которые формируются в закрытых камерах, без выхода расплава на поверхность.

2. Малоглубинные тела такого же характера, в процессе становления которых отмечается выход расплава на поверхность.

3. Штокообразные тела и куполовидные выступы, обычно небольших размеров (в пределах первого десятка километров по площади).

4. Дайкообразные тела, дайки, силы, разной протяженности апофизы, представляющие собой сателлиты малоглубинных массивов.

Тип II (непосредственно связан с вулканической деятельностью).

1. Штокообразные тела и куполовидные выступы закрытых полостей (ответвления от выводных каналов), во время становления не сообщавшихся с поверхностью.

2. Многочисленные дайкообразные тела и отчасти куполовидные выступы, заполняющие полости при подъеме расплава, с выходом его на поверхность.

Весьма важным обстоятельством малоглубинного магматизма является приуроченность к нему разного состава рудных тел.

Это отмечается почти повсеместно, причем, в весьма широком возрастном диапазоне.

В общей сложности, изложенные в книге материалы позво-

ляют уяснить, что малоглубинные тела, становление которых происходит в приповерхностных условиях (глубиной от сотен метров до 2-х км), имеют главным образом интрузивную природу. Свойственные им особенности таковы: отчетливое механическое, но слабое метаморфизирующее воздействие их на вмещающую толщу; присутствие кровли на малоглубинных телах, свидетельствующей о становлении их в закрытых камерах; преимущественно крутые и секущие контакты; своеобразие текстур, структур и степени кристалличности слагающих малоглубинные тела пород, преимущественно формирование их в закрытых камерах; но в некоторых случаях, в процессе становления, происходит выход расплава на поверхность, с образованием небольшого объема пород эффузивной фации; нередкая связь с концентрическими кольцевыми структурами.

Малоглубинные тела в магматической колонке занимают определенное положение, обусловленное в основном структурными позициями и присущим им составом пород.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдрисаев Д. А.* Нижнекаменноугольный вулcano-плутонический комплекс Ташкоро.— В кн.: Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 212—214.
- Алискеров А. А.* Два типа золото-полиметаллического оруденения, связанного с миоценовым магматизмом Авачинско-Китхойской зоны поднятий.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии, т. III. Магадан, 1976, с. 292—295.
- Апрелков С. Е., Долматов Б. К., Слепов Ю. М., Шеймович В. С.* Миоценовые интрузии гранитоидов Южной Камчатки.— В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967, с. 145—157.
- Апрелков С. Е., Харченко Ю. И., Фролов Ю. Ф.* Миоценовые интрузии Центральной Камчатки.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии, т. III. Магадан, 1976, с. 99—111.
- Апельцын Ф. Р.* Отличительные черты петрографии и петрохимии разновозрастных формаций малых интрузий Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР. Магадан, 1957.
- Апельцын Ф. Р.* Перспективы золотоносности мезо-кайнозойских вулканогенных образований на Северо-Востоке СССР.— Сов. геология, 1958, № 10, с. 3—12.
- Анцатов И. А.* О связи субвулканических интрузий со средне-верхнедевонским вулканизмом в Северном Прибалхашье.— В кн.: Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966, с. 85—87.
- Арапов В. А.* Кольцевые вулcano-плутонические структуры Чаткало-Купаминского региона (Срединный Тянь-Шань).— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 199—201.
- Арапов В. А.* Кураминская структурно-формационная подзона.— В кн.: Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1971, с. 140—147.
- Багдасарьян Г. П., Джарбашян Р. Т., Казарян Г. А., Меликсетян Б. М.* Разноформационные серии щелочных пород Армянской ССР и их практическое значение.— В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование, т. 2. Алма-Ата: Наука, 1976, с. 170—172.
- Баратов Р. Б.* К характеристике субвулканических интрузий южного склона Гиссарского хребта.— В кн.: Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966, с. 215—217.
- Белый В. Ф.* Вулканоструктуры, вулcano-тектонические структуры и связанные с ними вопросы теоретической палеовулканологии.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 262—263.
- Белый А. Ф.* Охотско-Чукотский и Казахстанский краевые вулканические пояса.— В кн.: Вулcano-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 75—87.
- Белый В. Ф., Сперанская И. М., Устиев Е. К.* Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.— Геология СССР, 1970, т. XXX, с. 179.

- Белый В. Ф.* Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1977.
- Борисов О. Г., Борисова В. Н.* Экструзии и связанные с ними газогидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974, 200 с.
- Борсук А. М., Масуренков Ю. П.* Об эксплозивных формах интрузивного процесса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 4, с. 38—55.
- Буданов В. И.* К вопросу о механизме формирования кольцевых структур.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 3, с. 639—642.
- Бородаевская М. Б.* Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала.— Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. Проблема генезиса руд. М.: Недра, 1964, с. 183—196.
- Бородаевский М. Б., Ширай Е. П., Кривцов А. И.* О характере и формах связи колчеданного оруденения с магматизмом эвгеосинклиналей.— В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975, с. 58—71.
- Беммелен Р. В.* Геология Индонезии. М.: ИЛ, 1957, 394 с.
- Виньковецкий Я. А., Павлов В. А.* Эксплозивные брекчии гранитоидного массива Алтауит (Центральный Казахстан).— Сов. геология, 1970, № 7, с. 113—118.
- Влодавец В. И.* О вулканогенной терминологии.— Бюл. вулканол. станций, 1954, № 21, с. 43—46.
- Велиев М. М.* Нижне-среднеэоценовые субвулканические интрузивы Талыша: Автореф. канд. дис. Баку, 1969.
- Волынец О. Н., Колосов А. В.* Плагноклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976, с. 135.
- Волынец О. Н., Колосов А. В., Флеров Г. Б., Шилин Н. Л.* Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1967.
- Волынец О. Н., Флеров Г. Б., Фрих-Хар Д. И., Шилин Н. Л.* Вулкано-плутоническая формация гранодиорит-порфиров-дацитов.— В кн.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1968, с. 73—85.
- Волынец О. Н.* Зональность в четвертичных кислых экструзиях Налычевского района (Камчатка).— В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970, с. 120—133.
- Говорова А. В., Коротаев В. А.* Некоторые текстурные разновидности кислых эффузивов Южного Урала и их сходство с мареканитами Приморья.— В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965.
- Гринберг Г. А.* О фациях глубинности гранитоидных интрузивов.— В кн.: Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхнеиндигирского района. М.: Наука, 1971, с. 116—119.
- Гордеева Е. А., Ярош П. Я.* Роль кислых субвулканитов в строении вулканогенных колчеданосных зон Тагило-Красноуральского района (Средний Урал).— В кн.: Палеовулканизм и оруденение. Свердловск: Миасс, 1974, с. 252—253.
- Гузиев И. С.* Щелочная петрографическая провинция Западной Камчатки (Тигильский район).— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 189—191.
- Далимов Т. Н., Шарипов Т. Т.* Краткий петрографический очерк субвулканических интрузивов.— В кн.: Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971, с. 49—56.
- Данилович Л. Г.* О природе субвулканических образований Закарпатья.— В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Недра, 1970, с. 148—155.

- Дворцова К. И.* Позднеорогенные андезитовая и липарито-гранитная формации в девонских приразломных прогибах Чу-Илийских гор.— В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 88—89.
- Добреев Г. Л., Донских В. В.* Вулканические формации Северного Прибалхашья и Южной Джунгарии и их соотношение с интрузивным магматизмом.— В кн.: Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносность. Алма-Ата, 1966, с. 76—79.
- Дворцова К. И.* О девонском интрузивно-вулканическом комплексе в Чу-Илийских горах.— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 1, с. 166—169.
- Зайченко Е. П.* Вулкано-плутоническая и субвулканическая формации Северной зоны Тянь-Шаня.— В кн.: Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966, с. 150—152.
- Иванкин П. Ф.* О происхождении минерализованных брекчий некоторых месторождений колчеданского типа Алтая и Урала.— Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 2, с. 422—424.
- Иванкин П. Ф.* О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии, и их роль при формировании рудных месторождений.— Труды Второго Всес. вулканолог. совещ., т. 2. М.: Наука, 1966, с. 171—176.
- Карбивничий И. Н.* Рудные и россыпные проявления золота Камчатки.— Сов. геология, 1970, № 7, с. 59—70.
- Кеннеди Дж.* О роли воды в магме.— В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957, с. 505—519.
- Кобылянский Ю. Г., Ичетовкин Н. В.* Структуры кальдерного обрушения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока, Владивосток, 1970, с.
- Кобылянский Ю. Г., Умитбаев Р. Б.* Роль фундамента континентальных вулканогенных поясов в эволюции вулкано-тектонических структур.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973.
- Козлов М. С.* Некоторые вулкано-плутонические серии нижнекаменноугольного возраста Восточного Казахстана.— В кн.: Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966, с. 82—85.
- Кондратенко А. К., Шепотьев Ю. М., Кузьмичева Е. В.* Субвулканическая формация Центральной Камчатки и ее золотоносность.— В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970, с. 186—195.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
- Кузнецов Ю. А.* О принципах выделения и классификации фаций магматических пород.— В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 246—254.
- Кухтинский Г. Г.* Общие петрохимические особенности гранитоидов и дайковых пород.— В кн.: Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхнендигирского района. М.: Наука, 1971, с. 71—86.
- Кухтинский Г. Г., Ипатьева И. С., Кочетков Л. Ф.* Гранитоиды Главного пояса батолитических интрузивов.— В кн.: Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхнендигирского района. М.: Наука, 1971, с. 38—50.
- Ларин Н. И.* Дуговые структуры хребта Сунтар-Ханта.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1955, вып. 8, с.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г.* К геологии и петрографии юрских кварцевых плагиофилов Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР, 1962, т. 1, № 4, с. 19—34.
- Логинов В. П.* Геология Кабанских колчеданных месторождений (Средний Урал) и некоторые черты их генезиса метаморфизма.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 148—192.

- Максимов Е. П. Новые данные по геологии кольцевых вулканоплутонических комплексов Центрального Алдана.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2, с. 417—420.
- Малахов А. А. Значение субвулканических рудных формаций и запасы меди в месторождениях, связанных с проявлениями вулканизма, в общем балансе медных месторождений.— В кн.: Вопросы палеовулканизма Узбекистана. Ташкент, 1968, с. 157—166.
- Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. К геологии и петрографии юрских альбитофиров АрмССР.— Изв. АН АрмССР, 1963, т. 16, № 2, с. 15—28.
- Марченко А. Ф., Апрельков С. Е., Демидов Н. Т., Слепов Ю. М. Основные закономерности распределения магматических образований на Камчатке.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии, Магадан, 1974, т. I, с. 38—48.
- Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн.: Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, с. 169—240.
- Меняйлов А. А. Вулкан Шивелуч, его геологическое строение, состав извержения.— Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1955, вып. 9, с. 264.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Особенности верхнеэоценового магматизма глубинных разломов Закарпатья.— Геол. сб., 1965, № 9, с. 55—68.
- Мокишанцев К. Б., Горштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М.: Наука, 1964, с. 291.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965, 347 с.
- Некрасов И. Я., Покровский В. К. Оловоносность субвулканических пород северной части хребта Полоусного и Приморской низменности.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 178—199.
- Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность с-з части Верхоянско-Чукотской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 334 с.
- Некрасов И. Я., Рожков И. С. Особенности магматизма северо-восточной части Якутии. XXI сессия МГК. Докл. сов. геологов. Проблема 13. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 305—314.
- Пляшкевич Л. Н. Эффузивно-интрузивные ассоциации некоторых рудных полей южной части Охотско-Чаунского вулканогенного пояса.— В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 182—185.
- Пляшкевич Л. Н. Некоторые особенности субвулканических интрузий и экстррузий с золото-серебряными оруденениями.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968, с. 174—177.
- Попов Л. Н. Взаимоотношения двух разновидностей гранитов Чималгинского массива.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1961, вып. IV, с. 38—42.
- Попова Г. З. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата: Наука, 1966, 211 с.
- Руб М. Г. О генетической связи оловянного оруденения с субвулканическими породами.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 1, с. 67—81.
- Рудич К. Н. Магматизм хребта Сарычева. М.: Госгеолтехиздат, 1959, 180 с.
- Рудич К. Н., Устиев Е. К. Маркениды Ланжинских гор (Охотское побережье).— В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М.: Наука, 1963, с. 39—71.
- Рудич К. Н. Вулканоплутонические формации цепи Черского. М.: Наука, 1966, 125 с.
- Рудич К. Н., Колосков А. В., Алискеров А. А., Волинец О. Н. Особенности кристаллизации магматических расплавов в связи с их дегазацией.— Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50, с. 32—44.
- Рудич К. Н., Симбирев И. Б., Колосков А. В., Алискеров А. А., Симбирева И. Г. Структурно-формационный анализ малоглубинных интрузивных комплексов и связанных с ним рудопроявлений. В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 279—280.
- Рудич К. Н. Состав и структурное положение субвулканических тел.— Бюл. вулканол. станций, 1975, № 51, с. 122—126.
- Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973, 184 с.
- Скублова Н. В., Зейлик Б. С. О кольцевых морфоструктурах Северного Прибалхашья.— Вестн. ЛГУ, 1969, № 12, с. 139—150.
- Сирич А. Н. Разновидности столчатой отдельности в лавовом потоке и условия ее образования.— Труды Лаб. вулканол., вып. 21, 1968, с. 50—56.
- Сирич А. Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968, 196 с.
- Сперанская И. М. Структурно-формационное районирование в металлогенических целях на примере юго-западной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1976, т. III, с. 216—225.
- Спитковская М. С. О характере магматических очагов гипабиссального комплекса Закарпатья.— В кн.: Вопросы геологии Карпат. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1967, с. 168—174.
- Таджидинов Х. С. О связи эффузивного и интрузивного магматизма на Западном Памире.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 202—204.
- Тимербаева К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука, 1967, с. 207.
- Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по геологии Северо-Востока СССР, Магадан, 4, 1949, с. 1—10.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3, с. 3—26.
- Фролова Т. И., Курчапов А. М. О субвулканических залежах основного состава среди среднепалеозойских отложений Магнитогорского синклинория на Южном Урале.— Вестн. МГУ. Сер. 2. Геология, 1962, № 1, с. 40—49.
- Хильтов Ю. Н. Геологические условия образования кимберлитовых тел.— В кн.: Некоторые вопросы геологии азиатской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 7—16.
- Червяковский Г. Ф. О минералогическом изменении руды в экзоконтакте порфиритов в месторождении им. III Интернационала.— Труды ГГИ УФАИ СССР, 1953, № 2, с. 53—58.
- Червяковский Г. Ф. Вулканоплутонические формации главной зоны восточного склона Урала.— В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 138—139.
- Червяковский Г. Ф. О строении кислых субвулканических интрузий.— В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967, с. 181—188.
- Червяковский Г. Ф., Рудич К. Н. Субвулканические интрузии Уральской среднепалеозойской геосинклинали и их соотношение с вулканизмом.— В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970, с. 96—119.
- Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972, 253 с.

- Шарипов Т. Т. Вещественный состав и особенности условий формирования субвулканических интрузий хребта Сурхнатау: Автореф. канд. дис. Ташкент, 1972.
- Шеймович В. С. Соотношение фаций вулкана Огонсиглы (Центральная Камчатка).— В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970, с. 144—147.
- Щепотьева Ю. М. Оганчинский открытый разлом и его роль в размещении золотой минерализации.— Труды ЦНИИГРИ, 1968, вып. 79, с. 41—48.
- Шилин Н. Л. Распределение золота в магматических формациях Центральной Камчатки как поисковый критерий.— Труды ЦНИИГРИ, 1968, вып. 79, с. 258—261.
- Язева Р. Г. О природе порфировых и обломочных пород, вмещающих Александровское медноколчеданное месторождение (Южный Урал).— Сов. геология, 1967, № 12, с. 132—135.
- Яковлев Г. Ф., Зарайский Г. П., Старостин В. И. Субвулканические тела кислого состава и медноколчеданное оруденение Блявинского района.— Сов. геология, 1965, № 4, с. 3—18.
- Яковлев Г. Ф. Вулкано-плутонические комплексы и медноколчеданные месторождения Южного Урала (на примере Блявинского района).— В кн.: Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 209—210.
- Ярмолюк В. В. Вулканические структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Геология и геофизика, 1970, № 6, с. 143—147.
- Anderson E. M. Cone-sheets and ring-dykes: the dynamical explanation.— Bull. Volcanologique. 1937, ser. 2, v. 1.
- Daly R. A. Igneous rocks and their origin. New York, McGraw-Hill, 1914.
- Lacroix A. La Montagne Pelee et ses eruption. Paris, Masson., 1904.
- Richey J. E. Some Features of Tertiary volcanicity in Scotland and Ireland.— Bull. Volcanologique. Ser II, v. 8. Napoli, 1937.
- Richey J. The Dykes of Scotland. Trans Edin. Geol. soc. v. 13, pt. 4, 1939.
- Williams H. The history and character of volcanic domes—Univ. Calif. Publ. Geol. Sc. Dercley, 1932, v. 21, N 5.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕКТНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МАЛОГЛУБИННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ	5
СОПОСТАВЛЕНИЕ МАЛОГЛУБИННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ РАЗНЫХ РЕГИОНОВ	55
ТЕКСТУРА, СТРУКТУРА, КРИСТАЛЛИЧНОСТЬ ПОРОД МАЛОГЛУБИННЫХ ТЕЛ	71
МАЛОГЛУБИННЫЕ ТЕЛА, ИНТРУЗИВЫ ГРАНИТОИДОВ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ. СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ НИМИ	89
СТАНОВЛЕНИЕ МАЛОГЛУБИННЫХ ТЕЛ И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ	117
МАЛОГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ	123
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	124
ЛИТЕРАТУРА	137

**Кирилл Никифорович Рудич**  
**МАЛОГЛУБИННЫЙ МАГМАТИЗМ**

Утверждено к печати  
ДВНЦ АН СССР  
Институтом вулканологии

Редактор издательства *Ванюкова О. М.*

Художник *Таланова И.*

Художественный редактор *Капралова И. К.*

Технические редакторы  
*Т. В. Полякова, Е. Н. Евтянова*

Корректоры  
*И. Р. Бурт-Яшина, Р. П. Шаблеева*

ИБ № 7507

Сдано в набор 20.07.78.  
Подписано к печати 27.10.78.  
Т-15066. Формат 60×90<sup>1/16</sup>  
Бумага типографская № 1  
Гарнитура литературная.  
Печать высокая  
Усл. печ. л. 9. Уч.-изд. л. 9,4  
Тираж 900 экз. Тип. зак. 4240  
Цена 1 р. 40 к.

Издательство «Наука»  
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а

2-я типография издательства «Наука»  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 40 к.

2797

5