

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ю.М.Стефанов, Б.И.Широкий

МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ВЕРХНЕГО
СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА
КАМЧАТКИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Ордена Трудового Красного Знамени
Институт вулканологии

Ю. М. СТЕФАНОВ, Б. И. ШИРОКИЙ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ВЕРХНЕГО
СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА
КАМЧАТКИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1980



3496

Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. Стефанов Ю.М., Широкий Б.И.М.: Наука, 1980.

В работе рассматриваются позиция и эволюция экстрезивного магматизма, гидротермального метаморфизма и оруденения в системе кольцевых вулcano-тектонических структур верхнего структурного этажа Камчатки. Показана его комплексная металлогеническая специализация. Описан новый для Камчатки тип медных месторождений. Определенные геолого-генетические типы экстрезий рассматриваются в качестве гомологов интрузий более древних структурных этажей, с которыми парагенетически связывается оруденение.

Ил. 12. Табл. 9. Библиогр. 126.

Ответственный редактор
доктор геол.-минер. наук
М.М. ВАСИЛЕВСКИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Большие задачи по развитию минерально-сырьевой базы страны должны решаться и в районах, отдаленных от действующих предприятий горнодобывающей промышленности. Одним из таких регионов является Камчатская область, дальнейший рост промышленного потенциала которой возможен прежде всего за счет развития добычи полезных ископаемых. Геологическое изучение региона и эффективное ведение поисковых работ возможно лишь путем всестороннего исследования закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и разработки научных основ прогноза рудоносности вулканогенных формаций, участвующих в геологическом строении Камчатки, в том числе и ее верхнего структурного этажа.

В основу работы положены оригинальные материалы, а также учтены и проанализированы материалы сотрудников научных и производственных организаций: Г.М. Власова, М.М. Василевского, С.Е. Апрелькова, В.В. Оточкина, В.М. Зимина, В.М. Округина, А.И. Байкова, Б.К. Долматова, Ф.Ш. Кутыева, А.В. Колоскова, А.Е. Шанцера, К.Н. Рудича и др. С перечисленными товарищами обсуждались отдельные результаты работы. Эти обсуждения были весьма полезны и авторы приносят коллегам искреннюю благодарность.

При проведении полевых работ основным методом исследований являлось геологическое картирование вулcano-тектонических структур и зон повышенной эндогенной проницаемости в их пределах. Камеральная обработка материала проводилась с использованием комплекса различных методов изучения вещественного состава пород и руд: оптического, химического, рентгеноструктурного, рентгеноспектрального, термического, спектрального, электронномикроскопического, нейтронно-активационного и т.д.

ОБЪЕКТЫ И ПРИНЦИПЫ ИССЛЕДОВАНИЯ
ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Принципы металлогенического анализа, разработанные Ю.А. Билибиным [9] и его последователями, содержат в своей основе историко-эволюционный подход к пониманию тектоно-магматического и металлогенического развития подвижных зон. В ходе металлогенических исследований для уровня складчатых областей накоплен и обобщен огромный фактический материал. Установленные Ю.А. Билибиным и его последователями эмпирические закономерности отражают объективные законы развития крупных планетарных структур. Накопленный к настоящему времени опыт показывает, что закономерности в тектоно-магматическом развитии геосинклинальных областей в целом повторяются и в пределах тектоно-магматических этапов, и внутри них, в пределах тектоно-магматических и вулканотектонических циклов [47, 23 и др.]. Нетрудно, например, видеть, что при всех масштабах структурообразования сохраняется закономерность в гомодромной эволюции магматизма. Так, сменяющим друг друга геологическим формациям Охотско-Ниппонской геосинклинальной области присуща смена магматизма в целом основного состава, характерного для раннегеосинклинальной формации, магматическими проявлениями среднего состава раннеорогенной формации и наиболее кислыми — позднеорогенной формации. Подобная закономерность сохраняется и в эволюции магматизма внутри каждой из этих формаций на уровне тектоно-магматического этапа и далее — на уровне интрузивного или вулканического цикла.

Таким образом, для изучения закономерностей магматизма и структурообразования в металлогеническом аспекте, для решения проблемы металлогенической специализации вулканогенных формаций, которым посвящена данная работа, в принципе могут быть выбраны объекты разных масштабов. Выбор в качестве объекта исследования верхнего структурного этажа Камчатки и отдельных слагающих его вулканических построек неслучаен и целесообразен по следующим причинам.

Вулкано-тектонические структуры верхнего этажа Камчатки, в пределах которых наблюдаются и современные магматическая и газогидротермальная деятельность, предстают перед исследователем в относительно нетрансформированном виде и более доступны наблюдениям. Эродированность верхних горизонтов нижележащих структурных этажей затрудняет или делает невозможным наблюдение всего комплекса эндогенных проявлений (в частности, наиболее поздних экстрезий, метасоматитов и рудных парагенезисов). Результаты эндогенных процессов на объектах наших исследований поддаются более однозначной интерпретации, так как отсутствует наложение более поздних тектонических, магматических, газогидротермальных и рудообразующих процессов. Если учитывать тезис о закономерном ускорении и сближении во времени к современному периоду тектонических преобразований, процессов магматизма, гидротермального метаморфизма и оруденения [23, 78], то парагенетическая связь гидротермальных и рудообразующих процессов с определенными тектоно-магматическими стадиями формирования верхнего структурного этажа может быть намечена более уверенно и достоверно.

Естественно, что вопрос о металлогении того или иного структурного этажа требует изучения не только тектоно-магматических структур самого этажа, но и всего ряда магматических образований, и в первую очередь его интрузивной составляющей, с которой парагенетически связывается оруденение. Отсюда вытекает и одна из главных целей наших исследований — выделение среди разнообразных экстрюзий гомологов определенных интрузий нижележащих структурных этажей.

Изучение роли экстрюзий в металлогении верхнего структурного этажа имеет главной целью исследование прежде всего геологии экстрюзий. Для этого необходимо определить их место в последовательности геологических событий, позицию в системе вулcano-тектонических структур, структурное положение, отношение к рудообразованию.

Несмотря на большое количество работ, посвященных экстрюзиям, о природе и генезисе нет единого мнения. Это обусловлено прежде всего многообразием форм экстрюзивного магматизма. Большинство вулканологов, изучавших экстрюзии, рассматривают их как одну из форм проявления вулканического процесса на земной поверхности, понимая под термином "экстрюзия" магматический купол, представляющий собой результат выдавливания на поверхность вязкой лавы. Исследователи областей древнего вулканизма, в частности геологи-практики, часто отождествляют экстрюзии с интрузивными телами субвулканической фации глубинности.

Наиболее близкое к нам, подтвержденное опытом наших исследований понимание экстрюзий (или по крайней мере части этого обширного семейства магматических образований) мы находим в работах Б.И. Пийпа, А.А. Меньяйлова и К.Н. Рудича [72, 55, 76, 77].

Оставляя в след за предшествующими исследователями в качестве обязательного условия формирования экстрюзий на дневной поверхности, мы, рассматривая подобные тела в пространственно-временном измерении, придаем более широкий смысл термину "экстрюзия". Так, при описании конкретных примеров экстрюзивного магматизма, особенно в структурах сравнительно древних, мы сталкиваемся с телами, где довольно часто возможно наблюдение не только собственно экстрюзивной фации (купола на дневной поверхности), но и ее субвулканической фации (корневой части), становление которых часто бывает одноактно. Нередко выделяется и эффузивная (в так называемых "экстрюзиях-потоках"), а иногда и игнимбритовая фации. Процессы эрозии в одних случаях могут способствовать наблюдениям всех имеющихся фаций "разнофациальной экстрюзии", в других — могут оставить исследователю лишь ее субвулканическую фацию, которая часто неотличима от субвулканических интрузий — близповерхностных аналогов экстрюзий. Возможны и случаи, когда исследователь должен довольствоваться наблюдением лишь эффузивной фации экстрюзии, так как ее собственно экстрюзивная фация скрыта, например, ледником или шлаками более молодых вулканических аппаратов (см. гл. III).

Таким образом, экстрюзивные купола нами рассматриваются как частный случай проявления экстрюзивного магматизма. Следует подчеркнуть, что и А.А. Меньяйлов (1955) отмечал, что "экстрюзивы" не всегда соответствуют форме купола.

Вопрос о роли экстрюзий в металлогении верхнего структурного этажа Камчатки предусматривает рассмотрение экстрюзивного магматизма не только на фоне эволюции того или иного центра магматической активности, но и в системе кольцевых вулcano-тектонических структур. Сущест-

вание и важность выделения кольцевых тектоно-магматических структур подчеркиваются давно.

Этому вопросу посвящено большое число работ отечественных исследователей. Детально описаны кольцевые тектоно-магматические структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса [6, 99, 104 и др.], хребта Сарычева [76], Центрального Казахстана [7, 34, 41 и др.], Южной Джунгарии [93 и др.] и ряда других районов.

Широко известны исследования кольцевых тектоно-магматических структур за рубежом: Северной Америки [126, 114, 123, 120, 121], Шотландии и Ирландии [106, 117], Норвегии [115], Африки [111, 122, 124], Восточной Австралии [107].

Изучение экстрезий в системе кольцевых вулкано-тектонических структур позволяет видеть не только структурообразующую роль магматического процесса, но и обратную связь структурообразования и магматизма. Концентрически кольцевой и радиальный рисунок разрывной тектоники структур часто способствует более уверенному отнесению экстрезивных проявлений к тому или иному этапу развития структуры и, как следствие, к определенному геолого-генетическому типу (см. гл. IV). Расшифровка разрывной тектоники кольцевой природы имеет большое значение при прогнозной оценке тектоно-магматических структур. Так, система концентрических трещин может быть не только следствием снижения магматического давления, но и результатом высокого избыточного давления магмы или "гидротермального флюида" [113].

Довольно широкое и порой свободное применение термина "вулкано-тектоническая структура" вынуждает конкретизировать это понятие в нашем применении.

Элементарная кольцевая вулкано-тектоническая структура как основная элементарная тектоно-магматическая единица вулканического пояса является следствием длительной эндогенной активности магматического центра, контролируемого участком повышенной проницаемости в земной коре. На дневной поверхности такая структура выражена обособленной совокупностью вулканических построек с симметрией, близкой к центральной. Ограничивается она системой кольцевого разлома. Диаметр структур составляет в среднем 30—40 км, что, однако, следует считать характерным для неоген—четвертичных структур Камчатки, отражением особенностей тектоно-магматических процессов в данное время и на данном участке земной коры. Так, А.В. Авдеев [1], давая обзор кольцевых структур от четвертичных до докембрийских, приходит к выводу об уменьшении размеров от древнейшего этапа развития Земли к современному. Аналогичные сведения отмечаются и в литературе семидесятых годов: А.А. Бухаров [14], в частности, считает, что размеры докембрийских вулкано-тектонических структур в несколько раз больше современных.

Формирование элементарных кольцевых вулкано-тектонических структур Камчатки происходит, как будет показано нами далее, в течение одного — трех циклов вулканизма. Кольцевые вулкано-тектонические структуры более высоких порядков (кальдеры, отдельные вулканы и т.п.), телескопически "вложенные" в элементарные структуры или "насаженные" на их концентрически кольцевые разломы, обязаны своим формированием, как правило, одному — двум этапам вулканизма — более дробным тектоно-магматическим подразделениям, чем циклы вулканизма (магматизма). В свою очередь они осложняются все более мелкими кольцевыми структурами вплоть до моногенных вулканических построе-

ек, которые в строгом смысле являются кольцевыми вулcano-тектоническими структурами наиболее высоких порядков. Как видно из изложенного, и в кольцевом структурообразовании в пределах одной элементарной вулcano-тектонической структуры можно наметить ряд закономерностей (например, в дискретном уменьшении размеров структур), сохраняющихся вплоть до развития земной коры в целом.

Таким образом, мы считаем кольцевую вулcano-тектоническую структуру лишь одной из гомологичных малоглубинных форм широкого класса, более глубоких кольцевых тектоно-магматических структур. В свою очередь и эти структуры являются частным случаем реализации специфической формы общепланетарного тектоногенеза, проявляющегося на поверхности Земли в виде структурных неоднородностей с центральной симметрией.

В основу выделения элементарных кольцевых вулcano-тектонических структур в пределах современных вулканических зон Камчатки нами положены следующие критерии:

- 1) геоморфологический, когда совокупность вулканических построек, обычно обособленно выделяющаяся в рельефе и ограниченная кольцевым рисунком гидрографической сети или кольцевой системой пониженных участков рельефа (долин, впадин и т.п.);
- 2) тектонический, когда концентрически кольцевые и радиальные разломы осложнены системой разнонаправленной трещинной тектоники;
- 3) магматический, когда существует набор магматических образований, характеризующих направленное развитие одного — трех вулканических циклов.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КАМЧАТКИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ И МЕСТО ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА В ЕЕ ИСТОРИИ И СТРУКТУРЕ

Направленный и необратимый процесс тектоно-магматического развития Камчатки как одного из звеньев Охотско-Ниппонской геосинклинальной области выражается в приобретении каждым последующим этапом определенных особенностей с сохранением закономерностей, проходящих через всю геологическую историю региона и повторяющихся в новом качестве во все более дробных тектоно-магматических подразделениях вплоть до вулканических и тектонических событий, свершающихся в рамках вулканического цикла. Анализ этих закономерностей поможет более объективно интерпретировать четвертичные вулканические, тектонические, гидротермальные и рудообразующие процессы, увереннее показать гомологичность этих процессов на разных по времени и по масштабам проявления уровнях. Это в свою очередь позволит увидеть закономерности, касающиеся проблемы рудоносности дочетвертичных вулканогенных образований верхнего структурного этажа, и дать прогнозную оценку этим образованиям.

Наиболее крупными тектоно-магматическими подразделениями мезокайнозойского развития Камчатско-Корякской складчатой области являются тектоно-магматические этапы, в течение которых сформировались нижний, средний и верхний структурные этажи, содержащие соответственно раннеорогенную и позднеорогенную формации.

Следует, однако, оговориться, что тектоно-магматические этапы несколько различно проявлялись в пределах внутренней и внешней дуги системы, которым на Камчатке соответствуют Камчатско-Корякский и Восточно-Камчатский антиклинории [21]. Так, Камчатско-Корякский антиклинорий — это область развития преимущественно неогенового магматизма, а в пределах Восточно-Камчатского антиклинория магматизм в наибольших масштабах проявлен в позднем мелу—раннем палеогене.

К позднемеловому—раннепалеогеновому тектоно-магматическому этапу развития Камчатки (этапу формирования нижнего структурного этажа) относится заложение раннегеосинклинальных прогибов на месте современных Восточных хребтов, центральной части Срединного хребта и у Тигильского поднятия. Непостоянный характер разреза пород песчано-сланцевой и вулканогенно-кремнистой формации свидетельствует о временной и пространственной разобщенности районов базальтового вулканизма (спилит-диабазовая формация).

Интрузивный магматизм данного этапа проявляется на фоне позднеламарийской (камчатской) орогении и характеризуется последовательным внедрением гипербазитов, базитов и гранитоидов. Гранитоидные и основные интрузии в пределах и Камчатско-Корякского [4], и Восточно-Камчатского [35] антиклинориев относятся к габбро-плагиогранитной формации, характерной для "собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон" [49].

Позднемеловая—раннепалеогеновая минералогия Камчатки характерна для раннегеосинклинальных этапов развития складчатых областей: хромиты, медно-никелевые пирротин-халькопиритовые руды.

Средний структурный этаж Камчатки как результат проявления олигоцен—среднемиоценового тектоно-магматического этапа имеет определенные отличия в различных структурно-формационных зонах.

В пределах внешней дуги вследствие камчатской складчатости возникает геоморфологически выраженное поднятие, окаймленное прогибами (Восточно-Камчатский и Центрально-Камчатский), в которых в палеогене и неогене формируются мощные толщи туфогенного флиша в основном за счет размыва центрального поднятия.

В позднемиоценовом прогибе, заложенном в пределах Камчатско-Корякского антиклинория (внутренняя дуга) в палеогене на фоне медленного поднятия продолжают вулканические процессы, что приводит к возникновению вулканической островной дуги, а в результате миоценового и плиоценового субэарального и континентального вулканизма формируется Центрально-Камчатский вулканический пояс.

Эффузивно-пирокластические отложения данного этапа накапливались в субэаральных условиях вулканических островов [8] и сопоставляются [74 и др.] с широко известной миоценовой серией "зеленых туфов" Японии. Породы, слагающие средний структурный этаж, относятся к андезитовой (анавгайская серия) и липарито-дацитовой формациям. Нижняя часть разреза, в которой преобладают вулканы базальтового и андезитобазальтового состава, сменяется эффузивами и туфами преимущественно андезитового состава и венчается мощной толщей вулканитов кислого состава, выделенной В.К. Ротманом под названием "березовской свиты". Новые биостратиграфические данные привели к пересмотру березовской свиты (работы А.И. Челебаевой, Г.В. Чигаевой, А.Е. Шанцера, В.С. Шеймовича, М.Г. Валова и др.), однако эти исследователи не отрицают накопление на заключительных стадиях олигоцен—среднемиоценового тектоно-магматического этапа вулканитов липарито-дацитовой формации.

Интрузивная деятельность данного этапа характеризуется внедрением интрузии габбро-диорит-гранодиоритового ряда. О.Н. Вольнец и др. [79] выделяют два типа массивов: сформированных в течение внедрения двух фаз (I тип) и одной фазы, но имеющих сложное строение, обусловленное особенностями дифференциации магмы и характером взаимодействия этой магмы с материалом вмещающих пород (II тип). К I типу относятся раннемиоценовые гипабиссальные интрузии габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов, к II — средне-верхнемиоценовые сложно построенные тела с набором пород от габбро до гранодиоритов.

Постмагматические процессы олигоцен—среднемиоценового тектоно-магматического этапа привели к интенсивным гидротермальным изменениям магматических пород и разнообразной рудной минерализации.

Среди гидротермально измененных пород наиболее распространены пропилитизированные рудности. Широко развиты вторичные кварциты, приуроченные к зонам разрывных нарушений, и изредка — вторичные кварциты, приуроченные к контактам гранитоидов. Известны также согласные пластовые метасоматические залежи.

Профиль металлогении среднего структурного этажа определяется широким спектром металлов — это медные, медно-молибденовые, полиметаллические рудопроявления, сурьмяно-ртутное оруденение.

Последние интенсивные складкообразовательные движения произошли на территории Камчатки в начале позднемиоценового времени (алеутская фаза складчатости). В большинстве районов полуострова этими движениями обусловлено угловое несогласие между среднемиоценовыми и

более молодыми образованиями, которое мы рассматриваем как нижнюю границу верхнего структурного этажа.

Плиоцен (позднемиоцен) — четвертичная история Камчатки — это история формирования новейшей тектонической структуры полуострова. В рамках данного этапа в различных структурно-формационных зонах выделяются до трех тектоно-магматических (вулканотектонических) циклов, для каждого из которых свойственно гомодромное развитие вулканизма, завершающееся гранитоидным субвулканическим магматизмом или аналогами — кислыми экструзиями и игнимбритами.

Позднеорогенная вулканогенно-молаассовая, или лахаровая, формация наиболее полно представлена алнейской серией Центральной Камчатки ($N_3^1 - N_2$)¹, возраст которой в целом соответствует времени проявления первого (раннеплиоценового) цикла вулканизма. Нижние и средние части разреза алнейской серии представлены лавами и туфами андезито-базальтового и андезитового составов. Верхняя часть серии (голыгинская свита на юге Камчатки — лавы, туфы и игнимбриты кислого состава) характеризует магматизм конечных этапов данного цикла, проявляющийся также в виде экструзии липаритов и дацитов, субвулканических интрузий и даек диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров.

Выделение позднеплиоценового вулканического гомодромного цикла во многом спорно. После слабо проявленных складкообразовательных движений в позднем плиоцене отмечается широкое развитие щитовых вулканов (ксерукский комплекс Срединного хребта, тумрокский комплекс Восточного хребта, $(N_2^1 - Q_1)$ [95], продукты деятельности которых относятся к формации "платозэффузивов". Разрез позднеплиоцен—плейстоценовых базальтов часто без видимого перерыва наращивается базальтами и андезито-базальтами раннего этапа четвертичного цикла вулканизма, что позволяет рассматривать позднеплиоцен—раннеплейстоценовые и четвертичные вулканы как результат единого цикла вулканизма. Однако ряд данных, полученных при анализе тектоно-магматического развития вулканотектонических структур, дает возможность выделить четвертичный вулканизм в качестве самостоятельного цикла, заключающего плиоцен (позднемиоцен) — четвертичный тектоно-магматический этап развития Камчатки.

Продолжив рассмотрение тектоно-магматической деятельности последнего (позднеорогенного) этапа развития Камчатки, увидим, что она привела к формированию современных вулканических поясов. Эти пояса фиксируются в плане в виде узких, простирающихся в север-северо-восточном направлении зон. В современном тектоническом плане структурно-формационные зоны четвертичных вулканических приурочены к глубинным трансмантийным разломам, выходы на поверхность которых трассируются геометрическими центрами кольцевых вулканотектонических структур — элементарных звеньев вулканических поясов. Заложение этих структур часто происходило (как будет показано ниже) в раннем плиоцене или еще раньше — в плейстоцене и голоцене. Характер соотношения вулканических зон Камчатки детально был рассмотрен Г.М. Власовым [21], В.К. Ротманом [75], Э.Н. Эрлихом [102] и др.

Резюмируя изложенное о мезо-кайнозойской тектоно-магматической истории Камчатки, подчеркнем позицию плиоцен (позднемиоцен) — четвер-

¹ Алнейская серия в последнее время широко ревизуется по объему и месту в разрезе.

тичного тектоно-магматического этапа и его продукта — верхнего структурного этажа.

Полезные ископаемые, связанные с метасоматитами верхнего структурного этажа, представлены главным образом самородной серой и нерудным сырьем (алуниты, каолиниты). Исследованиями последних лет выявлены значительные концентрации меди и мышьяка, связанные с метасоматитами заключительных стадий миоцен—раннеплиоценового магматизма. Во многих работах [97, 98] доказывается связь ряда ртутных проявлений Центральной и Южной Камчатки с позднеплиоценовыми интрузиями гранодиорит-порфиоров. На современных сольфатарных полях действующих вулканов происходит отложение эксгаляционной самородной серы.

Анализ тектоно-магматической истории четвертичного вулканизма Камчатки показывает, что эволюция этого процесса во всех вулканических зонах протекает в четыре этапа. На первом этапе происходят формирование крупных щитовидных базальтовых вулканов и заложение или подновление по периферии разломов, ограничивающих кольцевые вулкано-тектонические структуры. На втором этапе в пределах кольцевых вулкано-тектонических структур формируются в целом андезитовые стратовулканы. Третий этап характеризуется кальдерообразованием и ассоциирующим с ним кислым вулканизмом. Для четвертичного этапа характерен ареальный базальтовый вулканизм. Следует, однако, отметить некоторую асинхронность проявлений названных этапов, а также неполный или незавершенный характер вулканизма в пределах различных участков вулканических зон и отдельных вулканических построек.

Проведенное нами изучение металлоносности продуктов четвертичного вулканизма [85, 84] позволяет выделить в антропогенной истории Камчатки три этапа минерализации.

Рудные парагенезисы первого этапа, отвечающего по времени конечным стадиям формирования андезитовых стратовулканов, представлены сфалеритом, галенитом, халькопиритом, киноварью. Минералы мышьяка в них редки, обычным представителем их является относительно высокотемпературный арсенопирит.

Для второго, посткальдерного этапа характерна мышьяково-сурьмяно-ртутная ассоциация, причем минералы мышьяка в ней представлены исключительно более низкотемпературными (по сравнению с арсенопиритом) реальгаром и аурипигментом. Наиболее полно мышьяково-сурьмяно-ртутная ассоциация развита на участках проявления современной гидротермальной деятельности, приуроченной к зонам локализации посткальдерных экструзивных тел кислого состава.

И, наконец, в продуктах современных действующих вулканов (третий этап) обнаружен практически весь спектр металлов, характерных для орогенных зон. Наиболее распространенной формой выделения металлов на этом этапе являются водорастворимые соединения.

Как видно из изложенного, несмотря на то, что в продуктах четвертичной газо-гидротермальной деятельности промышленных концентраций металлов не образуется, формирование рудной минерализации в антропогенный период, как и в предыдущие этапы геологической истории, носит направленный и необратимый характер.

ЭКСТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ, МЕТАСОМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ В СИСТЕМЕ КОЛЬЦЕВЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР КАМЧАТКИ

Рассмотрим отдельные вулcano-тектонические структуры, в которых в наиболее представительной форме проявлены все те особенности экстразивного магматизма, метасоматизма и оруденения, которые определяют металлогению верхнего структурного этажа Камчатки.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА АЛНЕЙ-ЧАШАКОНДЖА

Рассматриваемая структура Алней-Чашаконджа (рис. 1) расположена в осевой части Срединного хребта Камчатки на широте пос. Ключи. Являясь одним из звеньев непрерывной цепи подобных структур крупнейшей вулканической зоны полуострова, эта структура одна из немногих, где плиоцен—четвертичный вулканизм представлен наиболее полно.

Как фундамент позднеплиоцен—четвертичной структуры выступают эффузивно-пирокластические образования раннеплиоценового возраста. Сравнительно небольшие выходы этих образований (до 10 км²) отмечаются на юго-восточной периферии структуры и в осевой ее части, совпадающей с водоразделом Срединного хребта. Выходы пород фундамента, расположенные по субмеридиональной оси структуры, приурочены в основном к геометрическому центру структуры, а также к ее северному и южному ограничениям. Очевидно, положение двух последних выходов пород фундамента контролируется участками сочленения разломов, ограничивающих вулcano-тектоническую структуру, с зоной глубинного разлома север-северо-восточного направления, фиксируемой гравитационными минимумами.

Породы раннеплиоценового фундамента представлены туфами и лавами андезитового и базальтового состава и вулканогенно-осадочными породами общей мощностью до 400 м. Дислоцированность этих пород характеризуется углами падения до 40—45°, а также интенсивной разрывной тектоникой.

Нижнеплиоценовые породы вмещают довольно многочисленные дайки и мелкие субвулканические тела оливин-пироксеновых базальтов, двупироксеновых и пироксен-роговообманковых андезитов, а на южном ограничении структуры (р. Половинная) — мелкие интрузии пироксен-роговообманковых и пироксеновых диоритов. Интрузивные и субвулканические тела, равно как и вмещающие их породы, часто подвержены значительным гидротермальным изменениям.

Нижнеплиоценовый возраст пород, отнесенных к фундаменту структуры, определяется Л.В. Фотьяновой по находкам ископаемой флоры [31].

Следует указать на возможное наследование позднеплиоцен—четвертичной структурой кольцевой вулcano-тектонической структуры раннеплиоценового возраста. Об этом свидетельствуют периклинальное залегание как нижне-, так и верхнеплиоценовых пород в центральной части структуры, тот факт, что между ними отсутствует угловое несогласие и, наконец,

развитие метасоматитов по нижнеплиоценовым эффузивно-пирокластическим отложениям именно в этой части структуры.

Четвертичной истории структуры предшествовали формирование крупного позднеплиоценового вулкана и последующее заложение по его периферии кольцевого разлома (или его подновление), ограничившего вулcano-тектоническую структуру. Продукты деятельности позднеплиоценового вулкана представлены в основном потоками (до 15–20 м) андезито-базальтов и андезитов, перемежающимися с более редкими горизонтами (до 30 м) туфов андезито-базальтов и андезитов. Видимая мощность этих образований в центральной части структуры в верхнем течении р. Лево́й Киревны достигает 250 м. Здесь же обнаруживается выдержанное пологое (около 3–5°) залегание потоков, что позволяет предполагать щитовидную форму позднеплиоценового вулкана. Центр его извержения определяется радиальным направлением падения поверхностей потоков лав и горизонтов туфов по отношению к вершине горы Алней, находящейся в центральной части вулcano-тектонической структуры. Серия лавовых потоков, перемежающихся с туфами, прослеживается при выдержанном залегании на расстояние до 20 км от предполагаемого центра вулкана, что дает возможность оценивать такой величиной радиус позднеплиоценовой постройки. По-видимому, именно из-за дефицита массы на глубине вследствие выноса большого объема материала на поверхность по периферии позднеплиоценового вулкана заложились (или подновились) разрывные нарушения сбросового характера, в целом составившие кольцевой разлом диаметром около 40 км.

Химический состав андезитов позднеплиоценового вулкана характеризует их как породы, пересыщенные кремнеземом и очень бедные щелочами (табл. 1).

Четвертичные вулканические и тектонические события четко разделяются на четыре этапа, в целом характерные для развития подобного рода структур Центрально-Камчатской вулканической зоны, прошедших полный цикл вулканизма.

Первый этап четвертичной истории развития структуры ознаменовался базальтовым вулканизмом, синхронным широкому проявлению на Камчатке "платозэффузивов" раннеплейстоценового возраста. Вулканы данного этапа отсутствуют в центральной части структуры и слагают сравнительно небольшие щитовидные вулканы, локализация которых по разлому — границе вулcano-тектонической структуры подчеркивает его кольцевую форму и значимость как структурообразующего.

Вулканические постройки данного этапа однотипны. Из четырех реконструированных вулканов как пример может быть наиболее сохранившаяся постройка в северо-западной части структуры, в верховьях р. Перелавовой. Это асимметричный щитовидный вулкан площадью 300 км² с субкольцевой кальдерой диаметром около 5 км, смещенной к западу. Кальдера хорошо выражена в рельефе и заполнена андезито-базальтами голоценового конуса. Склоны вулкана наклонены под углами 5–8°, которые в прикальдерной части возрастают до 15°. Разрез представлен потоками базальтов мощностью 10–30 м, сменяющимися в верхней части андезито-базальтами. Пирокластические образования основного состава имеют в разрезе ничтожный объем, несколько увеличивающийся в прикальдерной части.

Раннеплейстоценовые андезито-базальты — насыщенные кремнеземом, бедные щелочами лейкократовые породы (см. табл. 1).

Таблица 1

Химический состав вулканогенных пород вулcano-тектонической структуры Алней-Чашаконджа

№ п/п	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	ША 19е	58,20	1,35	15,62	4,19	4,51	0,17
2	ШБ 6	55,40	0,90	16,58	2,28	4,88	0,15
3	ША 19	58,66	0,66	16,59	2,14	3,33	0,14
4	ША 4	59,74	0,72	16,98	2,25	3,44	0,14
5	ША 9е	59,88	0,60	17,27	1,94	3,39	0,14
6	ШБ 19	60,62	0,62	17,55	3,06	2,18	0,07
7	ШБ 19-1	61,64	0,32	16,07	2,63	3,87	0,12
8	ША 9	61,68	0,62	16,68	3,43	1,95	0,13
9	ША 9а	64,24	0,60	15,67	3,82	0,57	0,08
10	ША 9ж	64,40	0,52	16,36	2,08	1,84	0,10
11	ША 9г	65,06	0,49	16,59	2,35	1,44	0,12
12	ШБ 14а	68,55	0,40	13,26	2,61	1,57	0,06
13	ШБ 14б	69,24	0,43	13,06	2,24	1,72	0,06
14	ША 3г	73,32	0,22	13,54	0,53	0,94	0,09
15	ША 3б	73,96	0,20	12,43	0,19	1,03	0,03
16	ША 3а	74,32	0,18	13,09	0,76	0,57	0,09
17	ША 3	74,75	0,15	13,00	0,47	0,66	0,08
18	ША 5	60,11	0,75	17,42	1,95	3,67	0,14
19	ШСА 7	58,14	0,80	15,61	2,84	4,60	0,15

1 — андезит, N₂ [1]; 2 — андезито-базальт, Q_I [1]; 3—8 — андезит, Q_{II} [1, 2]; 9—11 — дациты, Q_{III} [1]; 12, 13 — липарито-дациты экструзий, Q_{III} [2]; 14—17 — липариты, Q_{III} [1]; 18, 19 — андезиты, Q_{IV} [1]. Цифры в скобках: — ЦХВ ИВ ДВНЦ АН

Во второй этап четвертичного цикла вулканизма структуры сформировалась крупная вулканическая постройка среднеплейстоценового возраста Алней-Чашаконджа, состоящая из двух, примерно одинаковых по масштабу, слившихся лавовых стратовулканов Алней и Чашаконджа. Абсолютная высота постройки составляет 2501 м (гора Алней), а относительная — до 1600 м; площадь постройки около 900 км². В генетическом смысле Алней-Чашаконджа представляет собой большой многоактный эффузивный купол, сильно разрушенный процессами эрозии и экзарации.

В настоящее время — это сочетание платообразных участков склонов и скалистых гребней, радиально расходящихся от предполагаемых центров извержений — эродированных кратеров — ледниковых цирков в истоках р. Киревны и р.левой Белой. В предполагаемом кратере вулкана Чашаконджа находится терминальная экструзия андезитов, большая часть которой и прилегающие эффузивы подвержены гидротермальным изменениям. Кратер вулкана Алней заполнен ледником, закрывающим верхнюю часть общей постройки.

Разрез вулканов Алней и Чашаконджа чисто лавовый и сложен в основном роговообманковыми и биотит-роговообманковыми андезитами, как правило, имеющими четкую средне- и крупнопорфировую структуру. Андезиты нижних и средних частей потоков (мощность потоков состав-

	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
	2,93	5,80	4,21	1,80	0,52	0,41	0,32	100,03
	4,77	8,17	3,26	1,75	1,11	0,42	0,20	99,87
	4,38	5,94	3,89	2,78	0,80	0,62	0,17	100,10
	3,58	6,05	3,69	3,12	0,38	0,07	0,23	100,39
	3,23	5,94	3,39	2,52	0,32	0,94	0,23	99,89
	2,77	6,68	3,82	2,21	0,46	0,30	0,18	100,52
	3,50	5,91	3,58	2,46	0,07	—	0,20	100,30
	2,16	6,32	3,65	2,35	0,42	0,10	0,18	99,67
	1,99	4,53	3,51	2,94	0,92	0,46	0,16	99,53
	2,26	4,15	3,60	3,32	0,28	0,51	0,17	99,59
	2,17	4,36	3,88	3,08	0,22	0,08	0,18	100,02
	1,12	4,86	4,19	3,66	0,05	0,41	0,17	100,86
	1,30	4,16	4,05	3,66	0,02	0,80	0,16	100,88
	0,72	1,58	3,62	4,20	0,12	0,57	0,08	99,53
	0,25	1,82	3,48	4,30	0,04	1,40	0,03	99,16
	0,59	1,39	3,68	4,44	0,16	0,21	0,07	99,49
	0,50	1,25	3,77	4,24	0,18	0,37	0,05	99,47
	3,06	6,24	3,73	2,17	0,42	0,12	0,30	100,08
	3,69	7,68	3,55	1,91	0,16	0,26	0,13	99,52

СССР, аналитики Г.Ф. Князева, Г.П. Новоселецкая, Т. Осетрова, Г. Лец; 2 — спектрхимическая лаборатория МГУ, аналитик Н.Н. Короткова.

ляет порядка первых десятков метров) имеют однородную текстуру, тогда как в кровле появляются флюидальные разности со слабокристаллизованной основной массой, часто гематитизированные и обычно с большим количеством (до 60% от объема породы) гомогенных включений. Нижняя часть разреза вулканов мощностью до 150 м представлена близкими по облику и структуре, но более основными породами — андезито-базальтами. В верхней части разреза вулкана Алней, кроме того, появляются (чаще всего в виде "полос" мощностью до 10 см во флюидальных разностях андезитов) роговообманково-биотитовые и биотитовые андезито-дациты и дациты.

Таким образом, имеется постепенное раскисление разреза от андезито-базальтов до андезито-дацитов, а в случае вулкана Алней — до дацитов. Терминальную экструзию андезитов вулкана Алней не следует считать единственным проявлением такого рода вулканизма. В верхней части постройки Алней-Чашаконджа иногда отмечается вертикальная и веерообразно расходящаяся флюидальность в андезитах и андезито-дацитах. Это подтверждает наличие экструзивных проявлений, определение формы и размеров которых (учитывая интенсивную эродированность и наличие ледников) имеет вполне понятную трудность.

Андезиты характеризуются как слабо пересыщенные (иногда насыщенные) кремнеземом, бедные (редко, умеренно богатые) щелочами. Даци-

ты верхней части разреза вулкана Алней — это пересыщенные кремнеземом породы, бедные щелочами.

Третий этап, соответствующий известному на полуострове этапу проявления кислого вулканизма, ассоциирующего с кальдерообразованием, выражен в пределах вулкано-тектонической структуры Алней-Чашаконджа в незавершенном виде. После заложения радиальных разломов, контролируемых троговые долины и долины водотоков, по субкольцевому разлому II порядка произошло внедрение экзтрузий — потоков липарито-дацитов и липаритов позднеплейстоценового возраста. Этот субкольцевой разлом (размеры разлома 20x15 км, вытянут он в меридиональном направлении) можно рассматривать как кальдерообразующий. В нашем случае, однако, по субкольцевому разлому значительных смещений не произошло, а объемы кислых вулканитов сравнительно невелики, ограничиваются всего тремя "экзтрузиями-потоками" липаритов и липарито-дацитов.

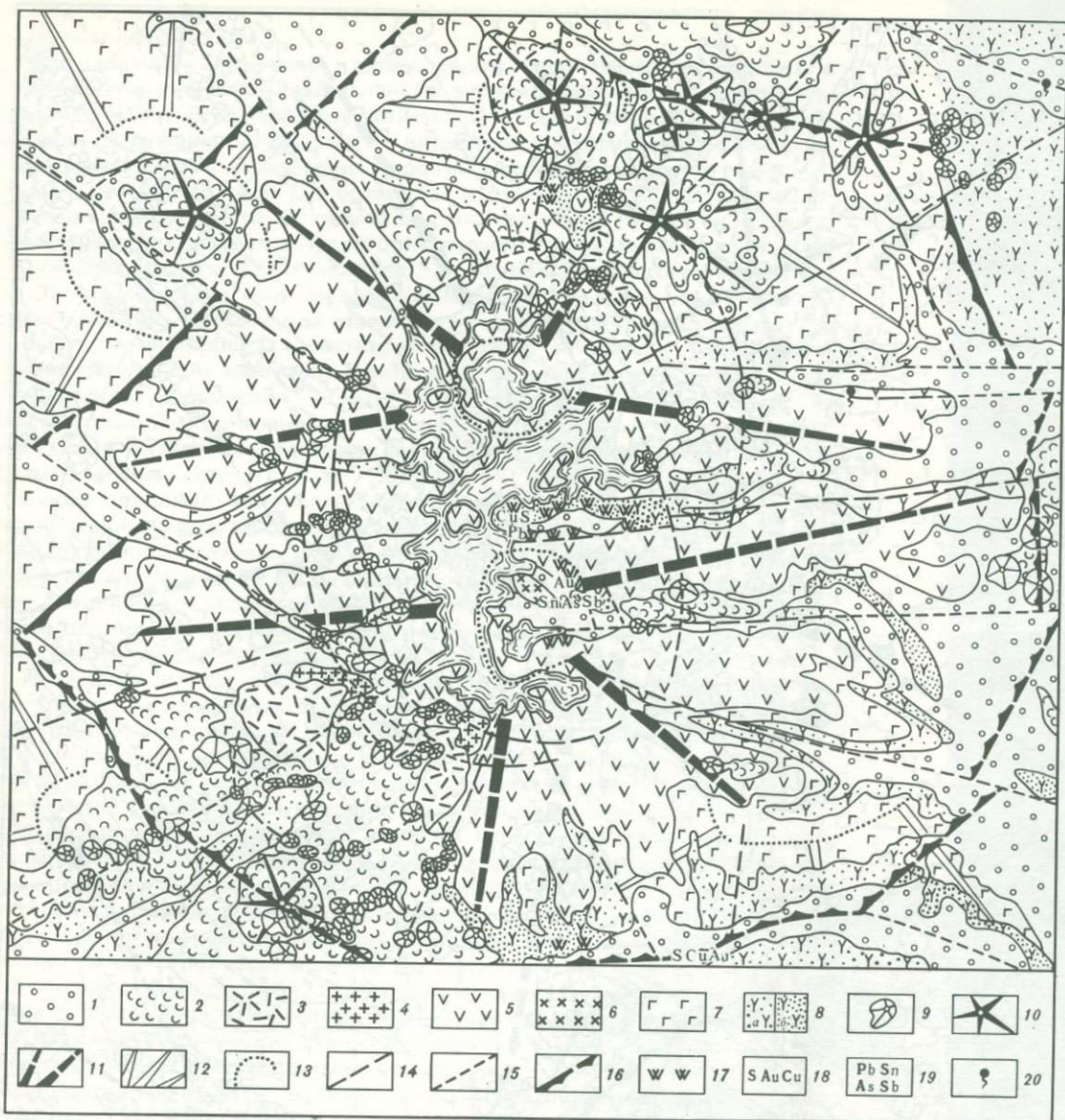
На юго-западных склонах вулкана Чашаконджа — это две экзтрузии липарито-дацитов, имеющие в плане неправильную форму и площадь 1,5—2,0 км², сопровождающиеся потоками липаритов в длину до 4 км (впервые в 1970 г. описаны В.С. Шеймовичем и др.). На северном склоне вулкана Алней отмечается седловидный поток липаритов и обсидианов, вдвое меньшей площадью; выделить в пределах потока экзтрузивную фацию не представилось возможным.

Липарито-дациты собственно экзтрузивной фации являются пересыщенными кремнеземом и богатыми щелочами породами с преобладанием Na₂O над K₂O. Липариты потоков (эффузивная фация) — породы, пересыщенные кремнеземом, богатые щелочами (редко умеренно богатые), где преобладает K₂O.

Более детально изучена экзтрузия, расположенная на юго-западном склоне вулкана в истоках рек Воронья и Большой Тигиль. Она приурочена к пересечению кольцевого и радиального разломов, прорывает андезитобазальты среднечетвертичного возраста и "обтекает" с севера и востока голоценовыми потоками базальтов. Высота экзтрузии около 200 м. Более крутые юго-западные ее склоны образуют подобие кратера глубиной до 100 м, из которого излился поток (длина до 4 км) стекловатых липаритов, расширяющийся вниз по склону, где достигает максимальной ширины 4,5 км.

Собственно экзтрузивная фация представлена липарито-дацитами. Порфиновые выделения в липарито-дацитах представлены плагиоклазом № 25—40, роговой обманкой и биотитом, общее количество которых меняется от 15—20 до 40—50% от объема породы. Основная масса сложена пузрыстым тонкофлюидальным кислым стеклом.

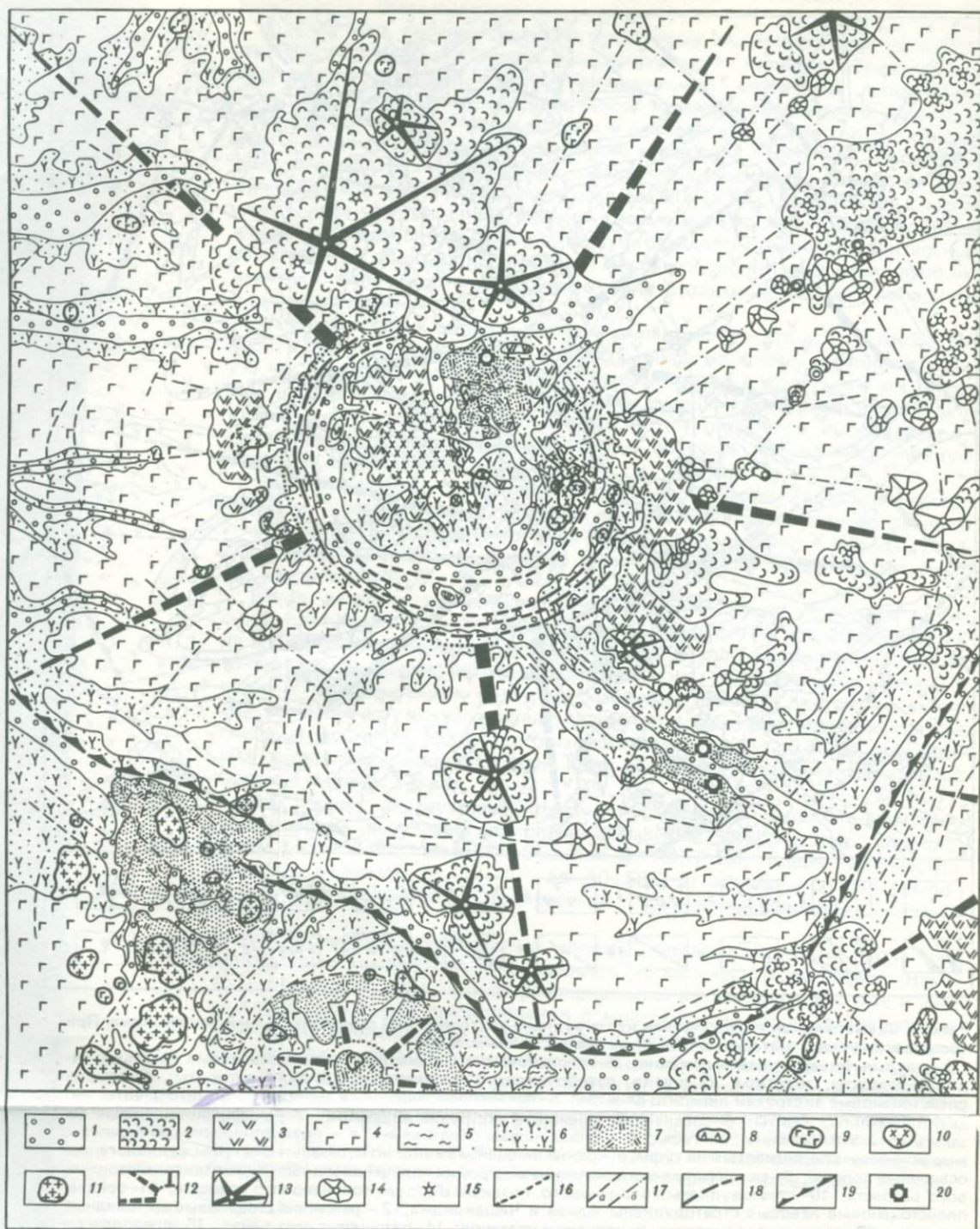
Интереснейшей особенностью данных пород является то, что в них присутствуют включения затвердевших магматических расплавов. Нами [67] впервые выявлены и охарактеризованы включения в биотите и значительно расширены представления о многообразии форм фазового состава и соотношения фаз в амфиболе и плагиоклазе. Во многофазовых включениях в качестве минералов-узников обнаружены магнетит, ильменит, значительно реже — пирит и пирротин, а также нерудные минералы. Вышеуказанные рудные минералы образуют также самостоятельные выделения как в фенокристаллах плагиоклаза, роговой обманки и биотита, так и в стекловатой основной массе. И то, что следы гидротермальных изменений отсутствуют, и то, что рудные минералы находятся в своеоб-



Р и с. 1. Схематическая геологическая карта вулcano-тектонической структуры Алней-Чашаконджа. При составлении учтены материалы Е.В. Дарагана и В.С. Шеймовича

1—рыхлые четвертичные отложения; 2—голоценовые и позднелайстоцен-голоценовые базальты, андезито-базальты, андезиты, их шлаки, лавобрекчии; 3—позднелайстоценовые липариты; 4—позднелайстоценовые экструзии липарито-дацитов; 5—среднелайстоценовые андезиты, андезито-дациты, андезито-базальты, дациты; 6—среднелайстоценовые экструзии андезитов; 7—раннелайстоценовые базальты, андезито-базальты, их туфы; 8 — плиоценовые образования: а — позднелиоценовые базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы, б — раннелиоценовые андезиты, базальты, их туфы, вулканогенно-осадочные породы; 9—моногенные вулканические постройки голоценового частично позднелайстоценового возраста; 10—стратовулканы голоценового, позднелайстоцен-голоценового возраста; 11—среднелайстоценовые лавовые стратовулканы Алней и Чашаконджа; 12 — раннелайстоценовые щитовидные вулканы; 13—границы эродированных кальдер и кратеров; 14—разрывные нарушения; 15—предполагаемые разрывные нарушения под более молодыми образованиями; 16—разрывные нарушения, ограничивающие вулcano-тектоническую структуру Алней-Чашаконджа; 17—гидротермально измененные породы; 18—рудопоявления серы, меди; 19—геохимические аномалии свинца, олова, мышьяка, сурьмы; 20—термальные источники

В центре показаны границы распространения ледников



Р и с. 2. Схематическая геологическая карта Уксичанской вулкано-тектонической структуры. Составлена совместно с С.Е. Апрельковым и В.В. Оточкиным

1—рыхлые четвертичные отложения; 2—позднеплейстоцен-голоценовые базальты, андезито-базальты, их шлаки, лавобрекчи; 3—среднеплейстоценовые андезиты, трахиандезиты, андезито-дациты, дациты—эффузивная фацция экструзий; 4—раннеплейстоценовые базальты, андезито-базальты, их туфы; 5—плиоценовые игнимбриты; 6—плиоценовые вулканогенные породы разного состава; 7—миоценовые вулканогенные породы кислого состава; 8—миоценовые субвулканические интрузии диоритовых порфиров; 9—раннеплейстоценовые экструзии андезито-базальтов; 10—среднеплейстоценовые экструзии дацитов, трахидацитов, трахилипаритов, андезитов, трахиандезитов; 11—плейстоценовые экструзии липаритов; 12—раннеплейстоценовые щитовые и щитовидные вулканы и границы их кальдер; 13—позднеплейстоцен-голоценовые существенно лавовые стратовулканы; 14—голоценовые шлаковые конусы; 15—центры плейстоценовых и голоценовых извержений; 16—граница собственно экструзивной и эффузивной фацций среднеплейстоценовых экструзий; 17а—разломы; 17б—разломы, трассируемые вулканическими центрами; 18—кальдерообразующие кольцевые разломы; 19—разломы, ограничивающие Уксичанскую вулкано-тектоническую структуру; 20—эпитермальные рудопоявления

3496

разной форме, позволяет говорить о первично-магматической природе рудных минералов [40].

Исследования включений затвердевших магматических расплавов методом гомогенизации, выполненные в термобарогеохимических лабораториях МГУ и ВНИИСМА с участием Ф.П. Мельникова и Б.А. Дорогови-на, дали следующие результаты: 1) включения в порфирировых выделениях плагиоклаза имеют чрезвычайно широкий диапазон температур гомогенизации — от 1060 до 1410°C и более. Такие различия в температурах гомогенизации имеют место не только для включений из разных кристаллов плагиоклаза (в пределах одного исследуемого препарата), но и даже в пределах одного фенокристалла; 2) наиболее высокотемпературными из них являются многофазовые включения, для которых в большинстве случаев по техническим причинам не была установлена температура полной гомогенизации (т.е. растворения рудных минералов). Самыми низкотемпературными являются стекловатые однофазовые и двухфазовые (газ+стекло) включения ($T_{ГОМ}=1060-1180^{\circ}\text{C}$); 3) самые высокие температуры гомогенизации однофазовых стекловатых и двухфазовых включений установлены в плагиоклазе и роговой обманке (1060–1180°C), а самые низкие — в биотите (890–930°C).

Такие широкие интервалы температур гомогенизации включений затвердевших магматических расплавов в фенокристаллах, а также наличие однофазовых газовых и реже двухфазовых газовой-жидких включений в стекловатой основной массе указывают на кристаллизацию в поверхностной обстановке в условиях открытой системы при резком переохлаждении и оттоке летучих. Аналогичные особенности отмечаются и для девонских экзструзий Рудного Алтая [66, 48].

— Последним этапом, этапом консолидации системы в пределах вулканотектонической структуры Алней-Чашаконджа, следует считать андезито-базальтовый голоценовый (частично позднеплейстоценовый) вулканизм. Это небольшие стратовулканы с преобладанием эффузивов, приуроченные к разрывным нарушениям, ограничивающим вулканотектоническую структуру, и моногенные вулканические аппараты типа шлаковых конусов, расположенные чаще всего в местах пересечения радиальных и субкольцевого разлома. Очевидно, в наиболее проницаемых зонах структуры, где проявился и кислый вулканизм, наблюдается заметное сгущение моногенных вулканов в виде полей ареального типа. Отметим, что лавовые потоки моногенных вулканических аппаратов центральной части вулканотектонической структуры сложены андезитами (слабо пересыщены SiO_2 , бедные щелочами; см. табл. 1), тогда как продукты вулканизма данного этапа и, в особенности аппаратов типа шлаковых конусов, в пределах других вулканотектонических структур Камчатки имеют, как правило, базальтовый и андезито-базальтовый состав.

Определенным этапам вулканической и тектонической деятельности структуры Алней-Чашаконджа соответствуют и специфические парагенезисы рудных минералов и метасоматитов.

Как отмечалось выше, в центральной части структуры Алней-Чашаконджа, в приводораздельной части Срединного хребта между вершинами гор Алней и Чашаконджа, расположена крупная зона метасоматитов (Алнейское проявление серы). Зона локализуется исключительно в дочетвертичных эффузивно-пирокластических образованиях и приурочена к предполагаемому центру раннеплиоценового вулканизма. Метасоматиты перекрываются среднечетвертичными андезитами и андезито-дацитами, не затронутыми гидротермальной деятельностью. Измененные породы



представлены преимущественно алунитовыми кварцитами и аргиллизитами, и в меньшей степени кварц-серицитовыми разностями и монокварцитами. Площадь зоны метасоматитов составляет около 10–12 км², вскрытая мощность достигает 300 м.

Рудная нагрузка метасоматитов представлена серой (содержание серы в отдельных пробах составляет до 35%), дисульфидами железа, интенсивно импрегнирующими существенно кварцевые разности, и сульфосолями меди (энаргит, люцитит, фаматинит). Приведенные названия металлов (медь, сурьма, мышьяк) могут быть дополнены свинцом, галлием и цирконием, повышенные концентрации которых (до 0,1%) установлены в метасоматитах зоны в результате проведения спектрального анализа метасоматитов.

Раннеплиоценовые метасоматиты развиты также на южной периферии описываемой вулcano-тектонической структуры (месторождение серы на р. Половинной). Этот участок приурочен к зоне сочленения радиального разлома северо-западного простирания и кольцевого разлома, ограничивающего структуру. Гидротермально измененные породы площадью около 8–10 км² представлены алунитсодержащими вторичными кварцитами и пропилитами. Кроме промышленных концентраций серы, в них установлены [70] повышенные содержания меди и мышьяка.

Второй этап рудной минерализации в пределах структуры связан со становлением экстружий среднего состава, завершающих развитие стратовулканов Алней и Чашаконджа. В прикратерной части Чашаконджи изучена крупная по площади (около 10 км²) зона гидротермально измененных пород, развитых по породам экстружий и вмещающих эффузоров. Сложена зона алунитовыми, алунит-глинистыми, глинисто-кварцевыми и ярозит-алунит-опаловыми кварцитами. По периферии зоны развиты пропилизированные (хлоритизированные) породы.

Рудные новообразования этого этапа минерализации представлены киноварью, халькопиритом, сфалеритом, реальгаром, аурипигментом, дисульфидами железа. Кроме того, нейтронно-активационными и радиохимическими методами в метасоматитах и в пиритах, импрегнирующих гидротермально измененные породы, установлены ртуть и сурьма. Спектральным анализом в метасоматитах установлены повышенные концентрации мышьяка и олова.

Современная рудная минерализация приурочена к выходам термоминеральных источников — Киреунских и Двухюрточных. Киреунские источники приурочены к радиальному разлому вулкана Алней. Воды источников и осадки из них характеризуются повышенными содержаниями меди, ртути, сурьмы, мышьяка, ванадия, бария и др. [45]. Двухюрточные источники приурочены к зоне пересечения радиального разлома вулкана Алней с субширотной тектонической зоной, ограничивающей с севера описываемую структуру. Интересной особенностью Двухюрточных источников является образование на выходе горячих вод оолитов пирита. Спектральным анализом в пиритах установлены повышенные содержания ртути — до 2%, мышьяка — до 2,7%, сурьмы — до 0,3%, свинца, цинка и меди — до 0,007% и др. [65].

Приведенные выше данные о вулcano-тектонической структуре Алней-Чашаконджа в значительной степени отражают наиболее характерные особенности верхнего структурного этажа Камчатки, особенности эволюции его вулканизма (особенно четвертичного), структурную и временную позицию экструживного магматизма, гидротермального метаморфизма и осадочения.

Пример структуры Алней-Чашаконджа подчеркивает направленный и унаследованный характер вулканизма подобных центров долгоживущей магматической активности с выделением в его эволюции трех циклов вулканизма: раннеплиоценового, позднеплиоценового и четвертичного. Четвертичный вулканизм структуры носит в целом гомодромный характер, сохраняющийся и в пределах отдельных его этапов, особенно второго и третьего (этапа формирования крупного стратовулкана и этапа кислого вулканизма), что, как правило, присуще четвертичному вулканизму Камчатского региона вообще.

Экструзии второго этапа вулканизма закономерно завершают гомодромный путь эволюции. Третий этап представлен эффузивными и собственно экструзивными фациями экструзий липаритов и липарито-дацитов, которые имеют с остальными вулканитами структуры формационные соотношения.

Из приведенного примера четко виден структурный контроль магматизма, гидротермального метаморфизма и оруденения. Так, раннеплейстоценовые вулканы располагаются по кольцевому разлому, ограничивающему вулcano-тектоническую структуру. В зонах пересечения субкольцевого разлома II порядка с глубинным разломом субмеридионального направления проявлен кислый магматизм третьего этапа и многовыходной голоценовый вулканизм. Экструзии андезитов второго этапа приурочены к центральным частям крупных построек второго этапа четвертичного вулканизма. Здесь расположена и зона метасоматитов среднеплейстоценового возраста, также несущая оруденение (олово, мышьяк, сурьма). Как будет показано и при описании других вулcano-тектонических структур, закономерной является приуроченность зон гидротермально измененных пород в раннеплейстоценовых вулканических образованиях к центральной части структуры (проявление меди и серы) и к кольцевому ограничивающему разлому, на его сочленении с радиальным (проявление серы, меди, сурьмы и золота р. Половинной). Все зоны метасоматитов структуры контролируются также субмеридиональным глубинным разломом. Структурное положение наиболее северной из них, сходное с положением зоны измененных пород на юге структуры (р. Половинная), позволяет прогнозировать ее в качестве потенциального рудного узла.

УКСИЧАНСКАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Одним из примеров структуры с центральной симметрией является Уксичанская кольцевая вулcano-тектоническая структура (см. рис. 2), которая рассматривается как элементарная, основная единица тектономагматического строения Центрально-Камчатского вулканического пояса, в котором выделены две параллельные цепи кольцевых вулcano-тектонических структур северо-восточного простирания. Уксичанская структура представляет собой одно из звеньев западной менее изученной цепи [3].

Предыдущими исследователями строение Уксичанской вулcano-тектонической структуры трактовалось по-разному. Н.В. Огородов и др. [63] рассматривали структуру района как крупный щитовой вулкан с центральной кальдерой проседания, сформировавшийся на плиоценовом фундаменте. В.М. Гундобин и др., проводившие здесь среднemasштабную геологическую съемку, датировали антропогеном весь комплекс вулканогенных образований и гидротермально измененные породы с признака-

ми эпитермального оруденения. В.Н. Скороходов [81] описывает вулкан Уксичан как крупную щитовую постройку с центральной кальдерой и в ее строении выделяет три этапа четвертичного вулканизма.

Принципиально новые данные, полученные нами совместно с С.Е. Апрельковым и В.В. Оточкиным, заставили нас вновь обратиться к характеристике геологической истории и рудоносности данного района.

Анализ строения и последовательность геологических событий Уксичанской вулкано-тектонической структуры показывают, что эволюция ее как структуры с центральной симметрией продолжалась в течение двух циклов вулканизма — плиоценового и четвертичного, что не отрицает, однако, и унаследованности ею более древней, миоценовой структуры.

Наиболее древние породы основания обнажены в долине р. Уксичан, в юго-восточной части структуры, заложенной по радиальному разлому, где слагают тектонический блок площадью около 12 км², сложенный в основном переслаивающимися андезитами и их туфами (в подчиненных количествах присутствуют дациты и игнимбриты) общей видимой мощностью около 300 м. Характерно наличие субпластовых тел и даек андезитов мощностью до 200 м. Породы подвержены процессам пропилитизации и аргиллизации, широко развиты зоны трещиноватости, дробления и милонитизации сопровождающиеся окварцеванием, кварц-карбонатными и кварцевыми жилами мощностью до 3 м, несущими эпитермальное оруденение. Крутопадающие (до вертикального залегания) зоны дробления и, в целом согласные с залеганием пород зоны лимонитов, не выходят вверх по разрезу за пределы пород фундамента, что наряду с более низким стратиграфическим и гипсометрическим положением по отношению к плиоценовым образованиям позволяет принять возраст андезитовой толщи фундамента миоценовым.

Породы фундамента, выведенные на поверхность в северо-восточной части кальдеры, имеют более кислый состав (дациты, их туфы и игнимбриты), как правило, пропилитизированы и несут эпитермальное оруденение. По облику и по составу они индентичны породам, датируемым за пределами структуры средним миоценом. Показателем принадлежности этих пород к нижнему структурному этажу является наличие субвулканических интрузий диоритовых порфиритов, отсутствующих среди вулканитов постройки щитового вулкана.

Плиоценовый цикл вулканизма охарактеризован продуктами, состав которых в общей гомодромной последовательности сменяется от андезито-базальтов вплоть до пемзовых туфов и игнимбритов. Эти породы слагают крупную щитовидную постройку, имеющую особенности и стратовулкана и кальдеры, связанной с игнимбритообразованием.

Разрез плиоценового вулкана, диаметр которого около 50 км и центр совпадает с геометрическим центром Уксичанской структуры, характеризуется следующим строением. По левобережью р. Уксичан Н.В. Огородовым и др. [64] в составе вулкана выделяются эффузивная, вулканотерригенная и эффузивно-пирокластическая толщи общей мощностью около 400—500 м. Эти толщи в целом отражают закономерную гомодромную эволюцию плиоценового вулканизма и соответствуют трем этапам. Толщи залегают согласно и прорываются многочисленными дайками базальтов. Эти дайки мы рассматриваем в качестве корней вулканитов четвертого заключительного этапа плиоценового вулканизма, обнажающихся в пределах кальдеры. Здесь нами наблюдалась дочетвертичная часть разреза плиоценового вулкана мощностью до 600 м. Большая часть разреза (мощностью около 500 м), непосредственно перекрывающая образования мио-

ценового фундамента, представлена преимущественно лавами андезитов с прослоями туфов в средней и верхней частях. Эти породы сопоставляются с нижней толщей разреза р. Уксичан. Верхняя часть плиоценового разреза (мощностью до 50 м), в пределах кальдеры представлена андезито-базальтами, не затронутыми гидротермальными изменениями. Это насыщенные кремнеземом, бедные щелочами лейкократовые породы (табл. 2).

Сопоставление плиоценового разреза внутрикальдерной части структуры с разрезом долины р. Уксичан показывает, что в кальдере отсутствуют продукты второго и третьего этапов плиоценового вулканизма (средняя и верхняя толщи внекальдерной части структуры). Сравнительно небольшой объем андезито-базальтов верхней части дочетвертичного разреза в кальдере и то, что в них отсутствуют зоны метасоматитов позволяет считать эти андезито-базальты продуктами четвертичного, заключительного этапа вулканизма, которому предшествовал этап кислого вулканизма, ассоциировавшего с кальдерообразованием. Очевидно, проявлению конечного этапа плиоценового вулканизма (небольшой объем андезито-базальтов в кальдере и дайки, их корни, в разрезе долины р. Уксичан) предшествовало купольное воздымание внутрикальдерной части структуры вследствие магматического давления близповерхностного очага плавления земной коры. Подобная схема кальдеры описана Р.Л. Смитом и Р.А. Бейли [121] при объяснении эволюции резургентного кальдрона [127]. Рост структурного купола сопровождался эрозией продуктов вулканизма второго и третьего этапов плиоценового цикла; андезито-базальты четвертого этапа в пределах кальдеры излились на обнажившиеся вулканы первого этапа.

Излияниям нижнечетвертичных базальтов предшествовали дифференцированные движения, в результате которых были приведены в тектонические контакты плиоценовые отложения и более древние породы. Об этом свидетельствует перекрытие поднятого блока фундамента четвертичными эффузивами. К плиоценовому времени следует также отнести заложение по периферии плиоценового вулкана кольцевого разлома, ограничившего вулкано-тектоническую структуру, или подновление разлома унаследованной миоценовой структуры.

К первому этапу четвертичного цикла вулканизма Уксичанской структуры относится формирование на слабо сниселированной поверхности плиоценового вулкана раннеплейстоценовой щитовой постройки. Изучая разрез и кровлю плиоценовых отложений и соотношение этих отложений с четвертичными вулканидами, Н.В. Огородов и др. [64] пришли к заключению о наличии перерыва между формированием дочетвертичных и нижнечетвертичных вулканидов щитовой постройки, а в подтверждение привели тот факт, что нижнечетвертичные эффузивы перекрывают дайки базальтов, прорывающих дочетвертичные отложения.

Раннеплейстоценовые вулканиды щитовой постройки в пределах кальдеры отсутствуют и слагают основную часть Уксичанской структуры. Это так называемый "комплекс нижнечетвертичных платозэффузивов", мощность которого ближе к кальдере достигает 600 м. Представлен он серией базальтовых потоков мощностью около 10 м и залегает на слабо сниселированной поверхности приоценового вулкана.

Более детальное описание вулканизма данного этапа не считаем нужным приводить, так как этот вопрос уже был достаточно освещен в литературе ранее [63, 81].

Воздымание структурного купола в пределах кальдеры (отмечалось нами при описании плиоценового вулканизма) продолжалось (или возоб-

Таблица 2

Химический состав вулканогенных пород Уксичанской вулcano-тектонической структуры.

№ п/п	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	ШУК 7	53,84	1,05	18,49	3,30	3,44	0,16
2	БШ 20б	51,73	1,13	17,15	6,29	2,45	0,19
3	БШ 20а	60,00	0,93	16,80	3,30	2,92	0,15
4	БШ 10	61,89	0,68	17,82	0,62	3,01	0,13
5	БШ 10а	60,26	0,76	16,55	1,72	5,75	0,13
6	БШ 15б	66,73	0,61	15,60	1,40	4,09	0,07
7	БШ 2	67,54	0,54	14,88	0,82	3,10	0,09
8	БШ 19	60,75	0,88	17,09	2,30	1,86	0,15
9	БШ 19б	61,95	0,57	17,27	3,16	0,78	0,14
10	БШ 19г	57,41	0,88	16,57	2,76	4,30	0,10
11	БШ 20	61,47	0,56	17,58	2,76	2,87	0,15
12	БШ 21	65,28	0,33	16,77	1,65	1,72	0,09
13	БШ 22а	65,31	0,36	16,37	1,98	1,79	0,15
14	БШ 23	65,52	0,66	16,03	3,17	1,08	0,10
15	БШ 4а	67,84	0,56	13,91	0,38	3,50	0,13
16	БШ 4б	68,10	0,66	16,01	0,25	3,07	0,10
17	БШ 4в	68,44	0,58	15,03	1,60	0,70	0,08
18	БШ 4д	67,87	0,35	16,18	1,66	1,00	0,09
19	БШ 5	65,32	0,59	15,74	1,11	1,14	0,12
20	БШ 9а	68,34	0,70	16,14	0,97	1,97	0,11
21	БШ 4г	68,64	0,62	14,00	1,19	1,61	0,07
22	БШ 5г	68,95	0,53	15,60	1,65	0,65	0,12
23	ШУК 11а	49,02	0,87	16,04	3,31	6,92	0,21

1 — андезито-базальт, N₂ [1]; 2 — базальт включения в породах экструзии горы Уксичан [2]; 3 — трахиандезит включения в породах экструзии горы Уксичан [2]; 4—6 — андезиты и трахиандезиты эффузивной фации Q_{II} [2]; 7 — дацит эффузивной фации экструзии горы Уксичан — Q_{II} [2]; 8—11 — андезиты и трахиандезиты собственно экструзивной фации экструзии горы Уксичан — Q_{II} [2]; 12—14 — дациты собственно экструзивной фации экструзии горы Уксичан — Q_{II} [2]; 15—22 — трахида-

новлялось) и в нижнеплейстоценовое время, что позволило экзогенным процессам уничтожить базальты первого этапа четвертичного вулканизма и обнажить дочетвертичные породы. Становление на поверхности структурного купола значительных по объему эффузивно-экструзивных фаций вулканитов кислого состава (второй этап четвертичного вулканизма) сопровождалось очередным дифференцированным проседанием различных внутрикальдерных участков по радиальным и концентрическим разрывам, связанным с предшествующим поднятием.

В современном виде кальдера представляет собой эрозинно-тектоническую депрессию, почти округлую в плане, диаметром около 13 км, открытую долиной р. Уксичан к юго-востоку. Борта кальдеры хорошо выражены в рельефе уступами высотой до 700 м, за исключением северо-восточной части, где обнажается выступ фундамента.

Кольцевой разлом кальдеры четко подчеркивается расположением долин водотоков. В северо-восточной части разлом разорван поднятым блоком миоценовых пород. Кальдера выполнена дочетвертичными вулканитами, которые прорваны экструзиями кислого состава, представляющими второй этап четвертичного вулканизма.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
2,48	8,52	3,49	2,40	1,30	1,07	0,31	99,85
4,53	9,10	2,78	2,90	1,34	1,10	0,61	99,96
2,50	5,57	3,84	3,72	0,44	0,30	0,40	100,43
2,50	5,22	3,91	3,54	0,24	0,10	0,35	99,77
2,12	4,52	3,85	3,54	0,22	—	0,31	99,52
1,12	1,21	4,59	5,16	0,15	—	0,10	100,67
2,00	3,48	3,64	3,06	0,8	0,27	0,13	99,65
1,75	4,17	3,44	4,20	0,46	2,50	0,39	99,48
2,12	3,36	4,19	4,32	1,14	1,00	0,30	99,16
3,25	6,61	3,58	3,54	0,16	—	0,45	99,45
1,62	3,30	4,25	4,08	0,63	0,40	0,41	99,45
2,00	4,17	3,98	3,06	0,10	—	0,23	99,28
2,25	4,17	3,91	2,76	0,16	0,10	0,20	99,36
2,00	4,87	3,91	2,76	0,22	0,38	0,16	100,62
0,87	1,74	4,46	5,04	0,10	0,38	0,11	99,12
0,50	1,74	4,79	5,22	0,22	0,52	0,11	100,55
0,75	2,09	4,78	5,28	0,60	0,16	0,10	99,60
0,75	1,39	4,73	5,04	0,14	0,40	0,12	99,58
1,25	1,74	4,32	4,92	0,55	3,70	0,12	100,07
0,50	1,74	4,79	4,92	0,24	0,04	0,12	100,34
0,62	1,91	4,79	5,22	0,03	0,53	0,10	99,30
0,25	1,39	4,59	5,40	0,18	0,14	Сл.	99,27
8,62	10,98	2,06	1,60	0,32	0,02	0,05	100,02

циты и трахилипариты малых экструзий восточной части кальдеры — Q_{II} [2]; 23—базальт вулканической постройки северной периферии кальдеры — Q_{III} [3]. Цифры в квадратных скобках означают: 1 — ЦХЛ ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитик Г.Ф. Князева; 2 — спектрохимическая лаборатория геологического факультета МГУ, аналитики Т.А. Короткова, Ю.Н. Кутяева, Л.Я. Юкина; 3 — ЦХЛ ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитик Г.П. Новоселецкая.

Центральная экструзия кальдеры — экструзия горы Уксичан составляет в плане около 25 км², относительная высота ее составляет около 800 м. Экструзия сильно эродирована и обработана горнодолинными ледниками позднплейстоценового оледенения. Однако однородность состава и строения экструзии, изометричность в плане ее собственно экструзивной фации, наличие реликтов веерного строения, устанавливаемого по залеганию грубой первичной полосчатости пород, налегание краевых частей экструзии на породы основания позволяют предполагать первичную куполовидную форму тела с центральным подводящим каналом, сложенную по периферии потоками.

Кроме экструзии горы Уксичан, в самой кальдере и по ее периферии расположены несколько небольших экструзивных куполов (высота около 200 и в диаметре в основании 300—800 м), приуроченных к кольцевым кальдерообразующим разломам. Сложены купола породами более кислого состава. В эндоконтакте одного из двух слившихся куполов отмечается зона закалки (мощность зоны составляет первые дециметры) в виде черного вулканического стекла; это позволяет предполагать некоторый разрыв во времени при становлении экструзий.

Дациты и андезито-дациты собственно экструзивной фации экструзии горы Уксичан, составляющие основной объем данного тела, это пересыщенные кремнеземом, бедные и очень бедные щелочами породы (см. табл. 2). Эти породы имеют порфировую, часто сериально-порфировую и гломеропорфировую структуры при однородных и флюидалных текстурах и микролитовых, пилотакситовых, реже гиалопилитовых структурах основной массы. Фенокристаллы (плаггиоклаз № 33—38, роговая обманка, биотит, гиперстен и авгит) составляют 10—30% от объема породы. Из них на долю цветных минералов приходится не более 5%.

Дациты и андезито-дациты часто содержат большое количество (до 20—30%) гомогенных включений, имеющих обычно округлую форму и размер до нескольких сантиметров. Состав включений большей частью соответствует составу содержащих пород или более ранних трахиандезитов. Структура чаще характеризуется большей раскристаллизованностью основной массы. Реже встречаются включения основного состава с микроделеритовой структурой.

Породы двух малых экструзий, расположенных вблизи юго-восточного контакта экструзии горы Уксичан, а также дациты эффузивной фации, слагающие потоки, усложняющие первичную куполообразную форму экструзии, петрохимически и петрографически почти не отличаются от дацитов собственно экструзивной фации. Это пересыщенные кремнеземом, бедные щелочами породы, имеющие минеральный состав, структуры и текстуры дацитов и андезито-дацитов, приведенных нами ранее.

В северо-восточной части экструзии горы Уксичан, в бортах глубоко врезанной долины ручья, обнажаются андезиты и трахиандезиты начальных актов становления экструзии. С ними петрохимически и петрографически хорошо сопоставимы лавовые потоки северо-восточной части кальдеры, которые мы рассматриваем как эффузивную фацию начальных актов становления собственно экструзии.

Андезиты и трахиандезиты (и экструзивные, и эффузивные) представляют собой слабо пересыщенные (редко насыщенные) кремнеземом породы, богатые, умеренно богатые (реже бедные) щелочами (см. табл. 2), отличающиеся от более поздних дацитов и андезито-дацитов несколько меньшим содержанием фенокристаллов (15—25%), большей основностью выделений плаггиоклаза (обычно андезин № 40—46), тем, что отсутствует роговая обманка и иным соотношением цветных минералов (авгит — биогит — гиперстен). Основная масса этих пород обычно менее раскристаллизована, преобладает гиалопилитовая структура.

Трахидациты и трахилипариты, слагающие дугообразную цепочку малых экструзий в восточной части кальдеры, являются пересыщенными кремнеземом и богатыми щелочами породами (см. табл. 2). По минеральному составу и строению они значительно отличаются от дацитов экструзии горы Уксичан, имеют и порфировую структуру, небольшое количество фенокристаллов (обычно от 3—5 и очень редко до 20% от объема всей породы); фенокристаллы представлены плаггиоклазом (олигоклаз-андезитом — № 25—35), биотитом с очень насыщенным бурым цветом, очень редко — гиперстеном и моноклинным пироксеном.

Основную массу трахидацитов составляет слабо раскристаллизованное стекло, они часто характеризуются такситовой текстурой с чередованием участков микрофельзитовой, микросферолитовой, псевдосферолитовой и гребенчатой структур, хорошо различимых в скрещенных николях.

Породы наиболее эродированных частей экструзий отличаются полнокристаллической микрогипидиоморфнозернистой структурой основной

массы, сложенной кислым плагиоклазом, санидином и кварцем. В этих породах санидин и кварц выступают также в качестве фенокристаллов.

Малые экструзии трахиандезитов и трахилипаритов восточной части кальдеры, внедрившиеся по концентрическому кольцевому разлому, рассматриваются как наиболее поздние проявления экструзивного магматизма второго среднелейстоценового этапа четвертичного вулканизма Уксичанской вулcano-тектонической структуры.

Третий этап четвертичного вулканизма структуры, конечный этап ее развития, характеризуется формированием позднеплейстоцен—голоценовых базальтовых полигенных и моногенных вулканических построек. Это сравнительно небольшие (в диаметре до 10—12 км) существенно лавовые базальтовые вулканы позднеплейстоценового возраста и многочисленные голоценовые моногенные вулканические аппараты — шлаковые и лавовые конусы, сопровождающиеся потоками базальтов. Расположение центров этих построек в значительной степени контролируется концентрически-кольцевым и радиальным рисунком разрывной тектоники.

В результате химического анализа базальтов (см. табл. 2) позднеплейстоценового вулкана северной окраины кальдеры установлено, что это меланократовые породы, недосыщенные кремнеземом и бедные щелочами.

Следует, однако, указать, что, наметив в общей схеме четвертичного вулканизма Камчатки четыре этапа (см. II главу), а в вулканизме Уксичанской структуры — всего три, мы не даем почвы для противоречий, хотя и рассматриваем четвертичный цикл вулканизма данной структуры как полный и завершённый. Андезитовый и более кислый вулканизм второго этапа Уксичанской структуры при более детальном рассмотрении может быть разделен на два этапа. Нами они объединены в один этап за недостаточностью данных, в частности, о возрасте наиболее кислых экструзий. Малые экструзивные купола трахидацитов и трахилипаритов, приуроченные к кольцевым кальдерообразующим разломам, могут рассматриваться как посткальдерные экструзии — аналоги поднеллейстоценовых "экструзий-потоков" структуры Алней-Чашаконджа. Крупная центральная постройка, в таком случае, является своеобразным проявлением вулканизма второго этапа четвертичного цикла (этапа формирования стратовулканов на цоколе щитовых вулканов). Свидетельствами принадлежности наиболее кислых малых экструзий Уксичанской структуры к более позднему этапу является их структурная приуроченность к кольцевому кальдерообразующему разлому, существенные петрохимические и петрографические отличия, сравнительно хорошая сохранность экструзивных куполов.

Рудоносность Уксичанской вулcano-тектонической структуры проявлена на двух участках.

В северо-восточной части кальдеры среди гидротермально измененных пород миоценового фундамента структуры различаются кварц-каолинитовые и кварц-алунитовые вторичные кварциты и монокварциты. Последние образуют довольно крупные тела, протяженностью до 2 км и мощностью 20—30 м субширотного и субмеридионального простирания. Во врезках выявлены кварцевые жилы и зоны прожилкового окварцевания, несущие эпитермальное оруденение. Наличие выходов вторичных кварцитов на возвышенных участках и появление кварцевых жил во врезках позволяют судить о том, что эрозионный срез на данном участке незначителен и рудоносные тела не вскрыты.

В бортах долины р. Уксичан расположено второе рудопроявление. Долина р. Уксичан контролируется радиальным разломом северо-западного простирания. Он прослеживается от кольцевого разлома кальдеры до

кольцевого разлома, ограничивающего Уксичанскую структуру. Радиальный разлом хорошо выражен в гравитационном поле, а в месте пересечения его с внешним кольцевым разломом находятся выходы эссовских термальных источников. Рудопровление размещается среди миоценовых вулканитов смешанного состава, которые прорваны субвулканическим телом андезитов, имеющим линзовидную форму, вытянутым вдоль разлома. Блок миоценовых вулканитов ограничен разрывными нарушениями северо-восточного простирания, которые рассматриваются как фрагменты концентрических кольцевых разломов, и перекрыт маломощными плиоценовыми и раннеплейстоценовыми эффузивами. Вдоль склона прослеживается ряд зон интенсивного расщепления пород. Северо-восточный контакт субвулканического тела андезитов окаймляет зона наиболее интенсивного дробления, протяженностью до 3 км, сопровождающаяся гидротермально измененными породами с кварцевыми и кварц-карбонатными жилами. Отмечаются также зоны прожилкового окварцевания. Эпитермальное оруденение несут жилы и зоны прожилкования.

Размещение рудных полей в эрозинно-тектонической кальдере Уксичанской структуры и на ее радиальном разломе, а также приуроченность значительных концентраций рудных элементов к нижним этажам структур с подобным развитием являются закономерными, что будет показано ниже.

Заканчивая описание Уксичанской вулcano-тектонической структуры, подчеркнем, что для решения вопросов металлогении наибольший интерес представляет прежде всего длительное тектоно-магматическое развитие структуры, унаследованность структурного плана, закономерная смена не менее двух завершенных гомодромных циклов вулканизма с ярким проявлением посткальдерного экструзивного магматизма, наличие в нижнем этаже структуры рудных концентраций.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА БОГДАНОВИЧА

Примером элементарной вулcano-тектонической структуры Восточно-Камчатской вулканической зоны может служить структура Богдановича.

Структура названа именем Богдановича вслед за С.И. Федоренко и К.А. Скрипко [92], давшими такое название вулкану, который расположен в центральной части выделяемой структуры.

Вулcano-тектоническая структура Богдановича охватывает юго-западную часть хребта Гамчен, расположенную к западу от водораздела р. Богачевки и руч. Дроздовского (притока р. Сторож), и в регионально-тектоническом плане приурочена к восточному ограничению Восточно-Камчатского антиклинория. С северной, западной и южной сторон структура ограничивается кольцевым разломом, в большей своей части скрытым рыхлыми четвертичными отложениями. С востока структура "обрезается" региональным глубинным разломом север-северо-восточного простирания, разделяющим две крупные новейшие структуры Восточной Камчатки: Восточно-Камчатское поднятие и Восточно-Камчатский прогиб; в результате кольцевой рисунок структуры является неполным. Морфологическая структура хорошо обособлена в виде вулканического хребта, окаймленного по его подножью долинами водотоков, контролируемые ограничивающими разломами.

Фундаментом четвертичной структуры, за неимением достаточных данных, которые могли бы говорить о ее унаследованности (дочетвертичные образования в пределах структуры развиты очень ограниченно), служат

позднеплиоценовые вулканогенные породы состава от базальтов до игнимбритов (тумрокский вулканогенный комплекс [85]).

История геологического развития структуры Богдановича отражает все четыре этапа полного и завершённого гомодромного цикла четвертичного вулканизма Камчатки. Нами изучена большая часть структуры (ее центральная и северная части; рис. 3), где последовательность вулканических и тектонических событий представлена следующим образом.

Первый этап четвертичной истории развития структуры знаменовался формированием крупного (диаметром около 40 км) раннеплейстоценового щитового вулкана, по периферии которого, завершая данный этап, заложился кольцевой разлом, ограничивший структуру. Подновление этим разломом плиоценовой структуры (по аналогии с нижеописанными вулкано-тектоническими структурами) весьма вероятно, однако не имеет достаточно обоснованных данных. Центр извержений щитового вулкана в значительной мере условно сопоставляется с геометрическим центром структуры благодаря наличию фрагментов периклинального залегания пород щитового вулкана в северной и северо-восточной частях структуры. Тектонические движения, последовавшие за накоплением нижнечетвертичных вулканитов (или сопровождающие накопление), ограничили структуру Богдановича и с востока подновлением регионального разлома север-северо-восточного направления, вследствие чего дальнейшее развитие вулканизма структуры сосредоточилось в ее современных границах. А.Е. Шанцер и др. [96] оценивают амплитуду смещений подошвы "платобазальтов" в посленижнеплейстоценовое время в районах, смежных до 700—800 м с описываемыми. Породы щитовой постройки представлены порфиристыми оливковыми и пироксеновыми базальтами, андезитобазальтами, значительно реже андезитами (отражающими гомодромность и в пределах одной фазы вулканизма).

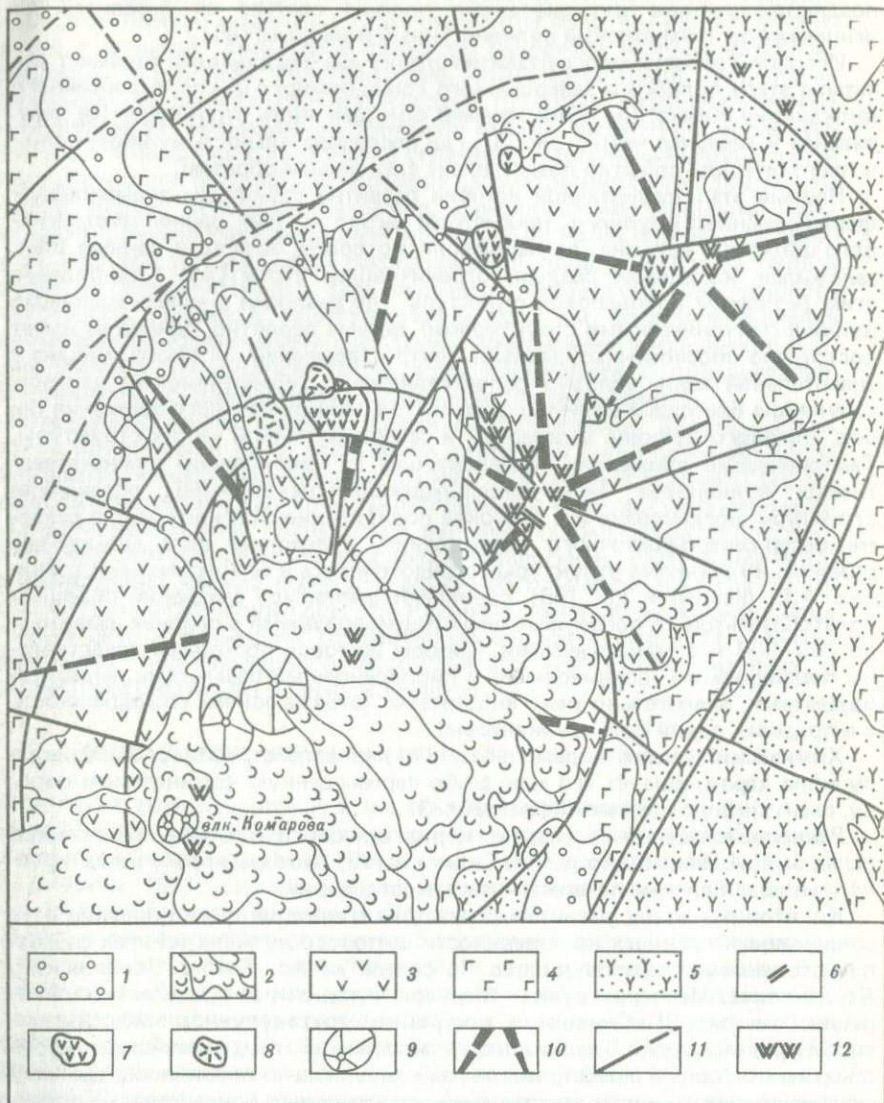
Химический анализ андезито-базальта раннеплейстоценового щитового вулкана характеризует его как слабо пересыщенную кремнеземом породу, очень бедную щелочами (см. табл. 3).

Раннеплейстоценовый возраст пород щитового вулкана принимается вслед за С.И. Федоренко и К.А. Скрипко [92], которые при их датировке учитывали данные палеомагнитных исследований.

Ко второму этапу развития структуры относится формирование в ее современных границах на поверхности щитового вулкана четырех среднеплейстоценовых стратовулканов (с севера на юг: Пийпа, Богачевский, Богдановича, Меннера; вулкан Меннера находится за пределами иллюстрации; см. рис. 3). Слившиеся постройки стратовулканов представляют собой расчлененный ледниковой экзарацией позднеплейстоценового оледенения горный хребет, вытянутый параллельно глубинному разлому север-северо-восточного простирания, что отражает более древний структурный план района.

Наиболее крупным стратовулканом является центральная часть структуры — вулкан Богдановича в диаметре 15—16 км и восстановленной высотой над поверхностью основания, сложенного раннеплейстоценовыми базальтами, более 1300 м. Вулкан Меннера, расположенный в южной части структуры и реконструированный С.И. Федоренко и К.А. Скрипко [92], имеет диаметр 12 км и высоту 1100—1200 м. Стратовулканы Богачевский и Пийпа (северная часть структуры) едва достигают в диаметре 10 км.

Общей закономерностью для всех четырех стратовулканов является гомодромная смена продуктов — от базальтов до андезитов (и андезито-



Р и с. 3. Схематическая геологическая карта вулcano-тектонической структуры Богдановича

1—рыхлые четвертичные отложения; 2—позднеплейстоцен-голоценовые базальты, андезито-базальты; 3—среднеплейстоценовые андезиты, андезитобазальты, андезитодациты; 4—раннеплейстоценовые базальты, андезито-базальты; 5—плиоценовые вулканогенные образования разного состава; 6—среднеплейстоценовые дайки андезитов; 7—среднеплейстоценовые экзтрузии андезитов, андезито-дацитов, дацитов; 8—позднеплейстоценовые экзтрузии липаритов; 9—голоценовые вулканические конусы; 10—среднеплейстоценовые стратовулканы; 11—основные структурообразующие разломы; 12—гидротермально измененные породы

дацитов), завершающаяся экструзивным магматизмом состава от андезитов до дацитов. Данная закономерность является, как уже нами указывалось, характерной для второго этапа четвертичного вулканизма Камчатки и более общей. Строение разрезов стратовулкана структуры сходно и характеризуется перемежаемостью серий лавовых потоков (мощности отдельных потоков до 20 м) с горизонтами туфов мощностью до 60 м. Объем туфов в разрезах более значительный по сравнению с объемом лавы. В более эродированных участках отмечаются дайки андезитов — корень наиболее поздних потоков стратовулканов.

Базальты и андезито-базальты стратовулканов представлены порфировыми разностями с интерсертальной, гиалопилитовой и микродолеритовой структурами основной массы, где в качестве фенокристаллов присутствуют плагиоклазы, оливин и оба пироксена. Андезиты (реже андезито-дациты) имеют преимущественно гиалопилитовую структуру основной массы, и оливин в них присутствует в небольшом количестве. В табл. 3 приведен химический анализ андезито-дацита из верхней части разреза стратовулкана Богдановича. Это пересыщенная кремнеземом, очень бедная щелочами порода. Такие же характеристики имеют и дайки андезитов.

Разрывная тектоника данного этапа вследствие магматического напора наиболее четко проявилась в виде радиальных разломов, часто контролируемых долины водотоков и в значительной степени определяющих расположение латеральных экструзий стратовулканов. Среднеплейстоценовый возраст стратовулканов основан на расположении этих вулканов на поверхности раннеплейстоценовых базальтов и подверженности ледниковой экзарации позднеплейстоценового оледенения.

Третий этап четвертичного вулканизма структуры — этап кальдерообразования, связанного с кислым анатектоидным магматизмом, проявился лишь в пределах центрального стратовулкана Богдановича, причем редуцированно.

Реконструирующая кальдера диаметром 9—10 км в большей своей части перекрыта более молодыми образованиями вулканов Малый, Высокий и Гаврилова, но северная часть ее обнаруживает результаты дифференцированных движений, приведших в тектонические контакты среднеплейстоценовые и позднеплиоценовые породы. Кальдерообразование не сопровождалось выносом больших объемов кислого материала, как это имеет место в других плиоцен-четвертичных структурах, а завершилось становлением в северной части кальдерообразующего разлома всего двух экструзий липаритов.

Позднеплейстоценовый возраст кальдерообразования и экструзий липаритов принимается в значительной мере условно. Принадлежность их к данному этапу обосновывается тем, что эти экструзии “залечивают” концентрически-кольцевые разрывы, прослеживающиеся в теле экструзий среднеплейстоценовых стратовулканов; последние к тому же более эродированы. По этим разрывным нарушениям контактируют среднеплейстоценовые и плиоценовые породы, а более молодые (позднеплейстоцен—голоценовые) образования перекрывают их.

Четвертый, заключительный этап эволюции вулканизма структуры Богдановича проявился в виде позднеплейстоцен—голоценовых базальтовых (андезито-базальтовых) вулканов Южной Гамчен, Северный Гамчен, Малый, Высокий (Колхозный) и Гаврилова, детально описанных С.И. Федоренко, К.А. Скрипко [92]. Подобный базальтовый вулканизм характерен для конечных этапов развития всех четвертичных вулкано-тек-

Т а б л и ц а 3

Химический состав вулканогенных пород вулcano-тектонической структуры Богдановича

№ п/п	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	205	55,40	1,01	17,07	3,01	6,19	0,19
2	202	63,16	0,90	16,52	1,90	3,51	0,13
3	74	55,60	1,00	16,34	3,37	5,87	0,19
4	78	64,80	0,70	14,74	2,91	2,67	0,14
5	99-22	58,68	1,00	17,12	3,61	3,48	0,16
6	208-4	73,88	0,42	12,21	1,33	1,41	0,07
7	208-2	74,20	0,34	12,16	1,04	1,38	0,07
8	207	74,02	0,79	12,63	1,24	1,26	0,10
9	217/1	56,70	1,01	16,52	3,80	4,54	0,15

1 — андезито-базальт щитового вулкана, Q₁; 2 — андезито-дацит верхней части разреза стратовулкана Богдановича, Q₁₁; 3 — андезито-базальт латеральной экструзии стратовулкана Пийпа, Q₁₁; 4 — дацит терминальной экструзии стратовулкана Пийпа,

тонических структур Камчатки, проявляясь лишь в несколько разных масштабах.

Экструзивный магматизм вулcano-тектонической структуры Богдановича проявлен на трех этапах ее развития, что частично было отмечено выше.

Гомологом диорит-гранодиоритовых фаз интрузивных серий в данной структуре служат экструзии андезитов, андезито-дацитов и дацитов стратовулканов Богдановича, Богачевского и Пийпа.

Большинство экструзий (всего отмечается 7 тел) имеет правильные куполовидные формы, в плане экструзии изометричные, размер основания составляет от 600 до 1500 м. Экструзии хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Исключение составляет неясно выраженная терминальная экструзия вулкана Пийпа, а также два небольших (до 300 м) тела в центральной сравнительно эродированной части Богачевского вулкана, где они представляют субвулканические фации экструзий.

Породы экструзий среднеплейстоценовых стратовулканов представлены андезитами, андезито-дацитами, дацитами, реже андезито-базальтами.

Андезиты — порфиоровые породы с микролитовой и гиалопилитовой структурами основной массы. Количество вкрапленников достигает 40% объема породы. Различные соотношения цветных минералов (минералы составляют иногда 15% объема породы) определяют выделение среди андезитов двупироксеновых, гиперстеновых, гиперстен-роговообманковых и роговообманковых разновидностей. Плаггиоклаз фенокристаллов обычно характеризуется прямой зональностью с изменением состава от основного лабрадора до андезина № 30—35.

Андезито-дациты отличаются несколько меньшим количеством порфировых выделений, представленных в основном плаггиоклазом и гиперстеном. Прямая зональность плаггиоклаза характеризует изменение его состава от лабрадора № 60—62 до андезина № 30—32. Основная масса представлена фельзитовым (участками сферолитового строения) полевошпат-тридимитовым материалом с небольшим количеством мелких удлиненных зерен гиперстена.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
4,61	8,61	2,29	0,69	0,24	0,54	0,13	99,98
1,28	6,02	3,96	1,80	0,10	0,92	0,21	100,41
4,69	8,81	3,21	0,84	0,16	0,25	0,21	100,54
1,93	5,54	3,69	1,69	0,12	1,03	0,13	100,09
3,12	6,64	3,69	1,20	—	1,35	0,22	100,27
0,50	2,17	4,18	3,23	0,20	0,44	0,05	100,8
0,79	2,17	3,98	3,26	—	0,67	0,03	100,09
0,33	2,19	3,47	2,88	0,46	0,00	0,05	99,42
3,79	8,06	2,96	1,30	0,32	1,26	0,16	100,57

Q_{II}; 5 — андезит дайки стратовулкана Богдановича; 6—8 — липариты экструзий — Q_{III}; 9 — андезито-базальт, Q_{III-IV}; ЦХЛ ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитики Л.А. Карташева, Н.Р. Гусакова.

Дациты (до андезито-дацитов) нередко имеют такситовую текстуру. Порфиновые выделения составляют до 20—40% объема породы и представлены плагиоклазом, гиперстеном, роговой обманкой, реже моноклинным пироксеном. Плагиоклаз фенокристаллов имеет прямую зональность, где состав меняется от лабрадора № 50 до андезина № 32. Основная масса характеризуется стекловатыми и микрофельзитовыми (участками сферолизитовыми) структурами.

Андезито-базальты, в отличие от андезитов, содержат редкие фенокристаллы оливина и в них нет роговой обманки. Плагиоклаз фенокристаллов более основной, от битовнита № 75 в центральных частях зональных кристаллов до лабрадора № 62, а иногда и до андезина. Количество авгита и гиперстена в породе достигает 35%. Химический состав некоторых разновидностей пород экструзий приведен в табл. 3. Для дацитов характерна переизобилие кремнезема, они очень бедны щелочами со значительным преобладанием Na₂O. Андезито-базальты — насыщенные кремнеземом, очень бедные щелочами мезократовые породы.

Экструзии третьего этапа развития структуры, ассоциирующие с кальдерообразованием, представлены двумя телами липаритов. Это четвертичные гомологи гранитоидных членов интрузивных серий. Структурная позиция этих экструзий характеризуется приуроченностью к концентрически-кольцевым кальдерообразующим разломам, что отмечается и в пределах других вулканотектонических структур (например, Алней-Чашаконджа, Уксичанская и др.).

Экструзии липаритов имеют сравнительно пологие куполообразные формы, близкие в плане к изометричным. Экструзия липаритов, расположенная западнее, достигает в поперечнике 1300 м и имеет внутреннее веерное строение, отмечаемое в породах по первичной полосчатости (флюиальности).

Вторая экструзия (диаметром до 800 м) также имеет форму пологого купола, но внутренняя структура ее не выражена из-за однородности слагающих ее пород.

Породы более крупной экструзии представлены липаритами. Значительная часть тела сложена перлитами, веерообразно сужающимися (судя по границам перлитов с порфиrowыми липаритами) на глубину. Липариты обеих экструзий содержат до 20% фенокристаллов, которые предсталены в основном андезином № 32—34. Цветные минералы предсталены роговой обманкой, гиперстеном и в меньшей степени моноклинным пироксеном. Стекло основной массы содержит многочисленные кристаллиты. Отмечаются участки сферолитового строения. В более раскристаллизованных разностях основная масса микрофельзитовая, состоящая из калиевого полевого шпата, кварца и тридимита.

Химический состав липаритов экструзий характеризует их как пересыщенные кремнеземом, богатые и бедные щелочами породы.

Экструзивный магматизм заключительного этапа эволюции вулканотектонической структуры представлен [92] двумя экструзиями в сумме вулкана Комарова. Это купола высотой 60—70 м и диаметром 200—300 м, сложенные андезитами с порфиrowыми выделениями плаггиоклаза и ромбического пироксена на фоне гиалопилитовой основной массы.

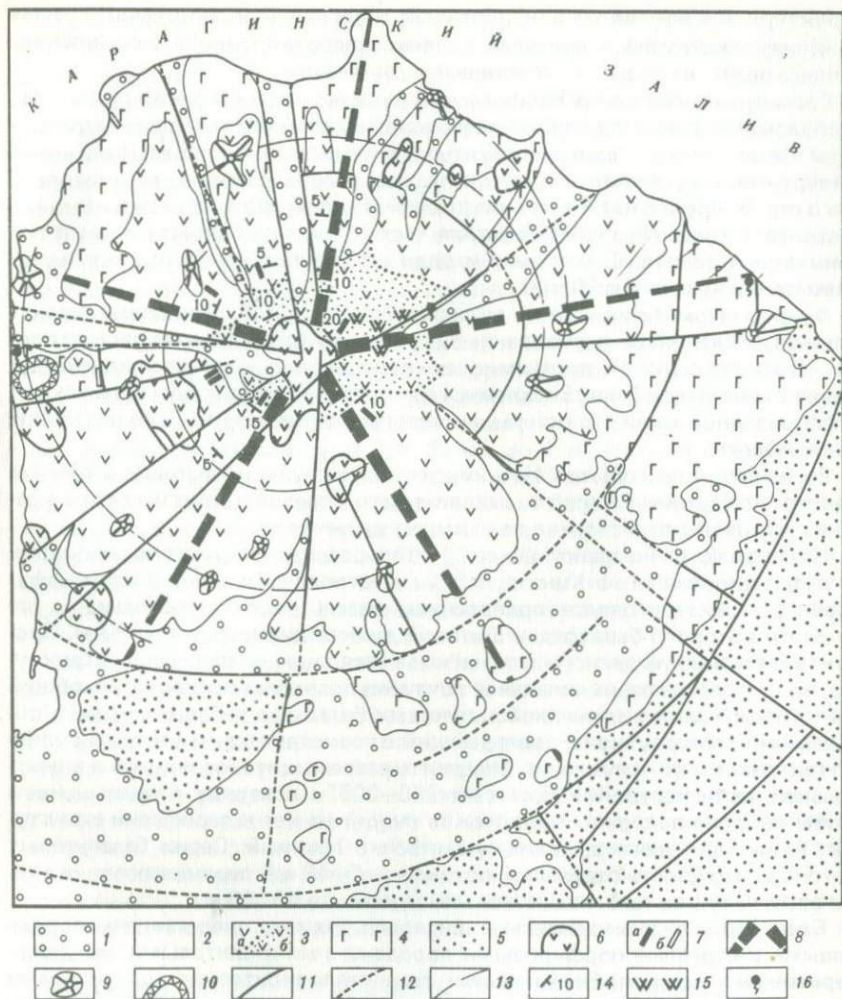
Гидротермальные процессы в пределах структуры Богдановича наиболее ярко проявлены в центральной части среднеплейстоценового стратовулкана Богачевского. Здесь в метасоматитах установлены пирит, халькопирит, сфалерит и киноварь. Каолинитсодержащие разности обнаруживают повышенные концентрации мышьяка.

Таким образом, вулканотектоническая структура Богдановича, как и вышеописанные структуры, хорошо отражает общие закономерности плиоцен—четвертичного тектоно-магматического развития Камчатки. Полный и завершенный характер четвертичного цикла вулканизма структуры Богдановича позволяет выделить четыре этапа, свойственных четвертичному вулканизму Камчатки в целом. Трём последним этапам вулканизма присущ определенный тип экструзивного магматизма, отличающийся рядом указанных выше признаков, в частности структурным положением и соотношением с эффузивами, что отражает различную генетическую их принадлежность. Как и в пределах вулканотектонической структуры Алей-Чашаконджа, четвертичные гидротермальные и рудообразующие процессы наиболее ярко проявлены в связи со среднеплейстоценовым экструзивным магматизмом (экструзии второго этапа четвертичного вулканизма, завершающие формирование стратовулканов).

НАЧИКИНСКАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В плане изучения металлогении верхнего структурного этажа Камчатки Начикинская вулканотектоническая структура представляет интерес прежде всего тем, что тектоно-магматические события в ней происходили только в течение четвертичного времени, в отличие от долгоживущих вулканотектонических структур, описываемых нами несколько ниже.

Начикинская вулканотектоническая структура (рис. 4) занимает площадь всего полуострова Начикинского (около 315 км²) и в регионально-тектоническом плане расположена на юго-восточном крыле Центрально-Камчатского прогиба. Положение структуры контролируется глубинным разломом, который протягивается вдоль восточной границы Хавывенского выступа древних метаморфид в северо-восточном направлении через центральную часть Начикинской структуры. Разлом характеризуется положительными значениями (ΔT) и отмечается в пределах Начикинской



Р и с. 4. Схематическая геологическая карта Начикинской вулкано-тектонической структуры

1—рыхлые четвертичные отложения; 2—базальты и шлаки позднплейстоцен-голоценовых гомогенных аппаратов; 3—эффузивно-пирокластические фации среднплейстоценового стратовулкана: а—базальты, андезитобазальты, андезиты, б—туфы кислого, среднего и основного состава; 4—базальты, андезитобазальты и их туфы раннплейстоценового щитового вулкана; 5—среднемиоцен-плиоценовые терригенные породы фундамента структуры; 6—среднплейстоценовые экструзии стратовулкана (андезиты, андезитодациты, дациты); 7—дайки: а—андезитов, андезитодацитов, б—базальтов, андезитобазальтов; 8—главная вулканическая постройка структуры; 9—шлаковые конусы, 10—маар; 11—основные структурообразующие разломы; 12—то же, под чехлом рыхлых четвертичных отложений; 13—предполагаемые кольцевые разломы, контролирующие расположение вулканических центров (экструзий, шлаковых конусов, мааров); 14—наклонное залегание пород; 15—гидротермально измененные породы; 16—минеральные источники

структуры в качестве зоны наибольшей эндогенной проницаемости расположением экстрюзий в пределах полосы северо-восточного направления, совпадающей в плане с глубинным разломом.

Геометрический центр Начикинской вулкано-тектонической структуры расположен в районе господствующей высоты Начикинского полуострова — горы Начикинской. Размеры структуры определяются площадью развития четвертичных вулканитов и системой кольцевого разлома, ограничивающего структуру с южной и юго-восточной стороны. Довольно значительная западная и северная периферическая часть структуры скрыта водами Начикинского залива. С учетом площади структуры, покрытой морем, ее диаметр оценивается в 30 км.

Фундаментом Начикинской вулкано-тектонической структуры служат фаунистически охарактеризованные и уверенно датированные палеонтологом Л.И. Ястремской верхнемиоцен—плиоценовые и среднемиоценовые терригенные отложения. Верхнемиоцен—плиоценовые породы обнажаются в юго-западной части структуры, а среднемиоценовые — по юго-восточной ее периферии.

Вулканические события Начикинской структуры произошли в течение одного четвертичного цикла, захватившего отрезок геологического времени от раннего плейстоцена до голоцена включительно.

Начальный, раннеплейстоценовый этап развития структуры, синхронный формированию на Камчатке²⁹ полуострове комплекса "платоэффузивов", характеризовался проявлением базальтового вулканизма, в результате которого был создан щитовой вулкан диаметром до 30 км. Продукты вулканизма данного этапа обнажаются лишь по периферии структуры, но их пологое периклинальное залегание позволяет предполагать общий центр извержений и раннеплейстоценовых базальтов и более молодых образований стратовулкана, совпадающий с геометрическим центром вулкано-тектонической структуры. Мощность разреза щитового вулкана в центральной части постройки достигает 250—300 м и наряду с уменьшением углов наклона поверхностей потоков сходит на нет к периферии структуры. Разрез щитового вулкана существенно лавовый. Серии базальтовых потоков (мощность отдельных потоков — 5—10 м) перемежаются редкими слоями туфов того же состава мощностью до 40—60 м.

Базальты и андезитобазальты щитового вулкана представлены порфировыми и сериальнопорфировыми породами с микролитовыми, микродолеритовыми, микропойкилитовыми, реже гиалопилитовыми, структурами основной массы. Фенокристаллы принадлежат плагиоклазу № 52—60, оливину и пироксенам.

Раннеплейстоценовый возраст базальтов устанавливается на основании залегания базальтов на фаунистически охарактеризованных верхнемиоцен—плиоценовых терригенных отложениях, в которых к тому же отсутствуют обломки пород, сходных с базальтами щитового вулкана, а также по аналогии с раннеплейстоценовыми "платоэффузивами" соседних районов Камчатки.

Ко времени завершения базальтового вулканизма начального этапа относится заложение по периферии не только щитового вулкана кольцевого разлома, ограничившего Начикинскую структуру, но и концентрических кольцевых разломов внутренней части структуры, явившихся следствием компенсационной просадки постройки. Не исключено, что центральная часть структуры была наиболее опущена в виде вершинной кальдеры, однако данных для такого предположения недостаточно, так как продукты вулканизма следующего этапа перекрывают большую часть структуры.

Ко второму этапу вулканизма Начикинской структуры относится формирование крупного стратовулкана с диаметром основания около 20 км. Центр извержения стратовулкана находится в районе горы Начикинской, где обнажаются пирокластические фации вулканитов (ближе к центру — агломератовые), терминальная экструзия и, несколько западнее, зона метасоматитов. Углы наклона поверхностей потоков, грубой слоистости и напластования туфов периклинально выполаживаются с удалением от этого участка от 25 до 10—5° вплоть до горизонтального залегания.

В современном виде стратовулкан представляет собой значительно эродированную постройку. На склонах вулкана радиально расположены долины водотоков и троговые долины позднеплейстоценового горно-долинного оледенения.

Разрез центральной части стратовулкана начинается толщей мощностью 500 м, представленной туфами, структура которых снизу вверх меняется от псаммопсефитовой до агломератовой при изменении состава в том же направлении от кислого до среднего и основного. В кровле туфовой толщи появляются маломощные (от 30 см до 1 м) потоки базальтов. Для толщи туфов характерно наличие даек и небольших штокообразных тел андезитов — корней вышележащих потоков. Далее количество туфов резко сокращается и разрез представлен снизу вверх андезито-базальтами и андезитами общей мощностью 70—80 м. Пирокластика кислого состава центральной части стратовулкана характеризует его начальные извержения, которые объясняются дифференциацией материала в промежуточном очаге, в последующем давшем гомодромный набор лав.

По периферии стратовулкан в разрезе (снизу вверх) представлен почти исключительно лавовыми потоками от базальтов до андезитов.

Гомодромная эволюция стратовулкана завершилась внедрением экструзий андезитов, как правило, сходных с андезитами потоков, венчающих разрез, но в ряде случаев и более кислых, до андезито-дацитов и дацитов терминальной экструзии. Терминальная экструзия площадью около 6 км² в плане имеет неправильную форму и наиболее эродирована. Латеральные экструзии (всего отмечено 9 тел) чаще имеют форму сглаженных куполов (в плане овальную или изометричную) и площадь от 250 до 5,5 км². Структурное положение экструзий определяется зоной глубинного разлома, а также концентрическими кольцевыми и радиальными разломами.

Заложение радиальных разломов, явившееся следствием магматического напора, произошло в конце второго среднелейстоценового этапа вулканизма. Об этом свидетельствует наличие троговых долин позднеплейстоценового горно-долинного оледенения в грабенах, ограниченных радиальными разломами. Дифференцированные движения блоков, ограниченных радиальными и кольцевыми разломами, привели образования первого и второго этапов вулканизма к гипсометрическим положениям, не соответствующим их первоначальному залеганию.

Для базальтов нижней части разреза стратовулкана характерны порфиоровые и сериально-порфиоровые структуры, где порфиоровые выделения на фоне микролитовой и интерсертальной основной массы соответствуют плагиоклазу № 55—56, оливину и моноклинному пироксену. Ромбический пироксен отмечается не во всех разностях.

Андезито-базальты стратовулкана — порфиоровые породы с интерсертальной структурой основной массы. Порфиоровые выделения составляют 25—30% объема породы, из которых 24—29% принадлежит плагиоклазу № 52, а пироксены и оливины в сумме составляют до 1%.

Таблица 4

Химический состав вулканогенных пород Начикинской вулcano-тектонической структуры

№ п/п	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	1508	60,48	0,62	14,40	6,03	2,60	0,06	2,58
2	266	59,88	0,70	19,98	1,40	2,70	Сл.	1,76
3	345	61,70	0,50	18,87	2,92	0,34	0,03	1,93
4	НЧ-336	62,21	0,46	18,21	2,84	2,08	0,12	2,00
5	508	58,10	0,88	13,73	5,56	5,58	0,10	2,09
6								

1 — оливинсодержащий двупироксен-роговообманковый андезит — Q_{II} [3];
 2 — роговообманково-гиперстеновый андезит латеральной экструзии — Q_{II} [1];
 3 — гиперстен-роговообманковый андезит терминальной экструзии — Q_{II} [1]; 4—гиперстен-роговообманковый андезит латеральной экструзии — Q_{II} [2]; 5 — оливин-

Двупироксеновые и роговообманковые андезиты верхней части разреза стратовулкана имеют четкое порфиоровое строение и микролитовые, пилотакситовые и гиалопилитовые структуры основной массы. Количество вкрапленников составляет 25% от объема породы и лишь в роговообманковых андезитах содержание их незначительно (1–2%).

В табл. 4 приводятся данные химического анализа оливинсодержащего двупироксен-роговообманкового андезита с гиалопилитовой структурой основной массы (плаггиоклаз фенокристаллов — № 52), характеризующие породу как насыщенную кремнеземом, богатую щелочами мезократовую. Повышенная щелочность породы позволяет называть породу трахиандезитом. Очевидно, щелочная составляющая в значительной степени содержится в стекле основной массы.

Андезиты и андезито-дациты экструзий — это породы, в основном порфировые, очень редко сериально-порфировые, содержащие в основной массе микролитовой, пилотакситовой и микропоякситовой и гиалопилитовой структур от 25 до 40% фенокристаллов плаггиоклаза № 43–45, гиперстена, моноклинного пироксена и роговой обманки. Текстура пород обычно однородная, но нередко отмечается флюидальное и пористое строение.

Данные химического анализа гиперстен-роговообманковых андезитов экструзий характеризуют их как слабо пересыщенные кремнеземом породы, бедные щелочами.

Андезиты и андезито-дациты даек практически ничем не отличаются (ни в структуре, ни в минеральном составе) от аналогичных пород экструзий.

В центральной экструзии наряду с андезитами и андезито-дацитами отмечаются более кислые разности, до дацитов, которые отличаются мелкопорфировой структурой; где редкие и мелкие (до 0,3–0,5 мм) фенокристаллы принадлежат кислому плаггиоклазу и бурому ярко плеохрому биотиту. Основная масса имеет чаще микрофельзитовую и апостекловатую структуры.

Среднеплейстоценовый возраст вулканитов второго этапа определяется перекрытием их верхнеплейстоценовыми ледниковыми отложениями, обломочный материал которых представлен в основном породами стратовулкана.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
4,77	5,29	2,39	—	0,24	0,17	0,01	99,64
5,95	4,77	1,57	0,32	0,21	0,33	—	99,57
6,14	4,66	1,21	1,24	0,40	0,15	—	100,09
4,37	4,86	1,68	0,08	0,25	0,30	—	99,38
5,04	5,13	2,69	—	0,26	0,40	0,01	99,56

авгитовый трахибазальт — Q_{III-IV} [3]. Шифры в квадратных скобках: 1 — ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитик Г.Ф. Князев; 2 — спектрохимическая лаборатория МГУ, аналитик Н.Н. Короткова; 3 — ЦХЛ КТГУ, аналитик М.М. Яроцкая.

В заключительный этап развития Начикинской вулcano-тектонической структуры проявился базальтовый вулканизм, сходный по составу с вулканизмом начального этапа, но значительно менее представленный. Небольшие моногенные вулканические аппараты типа шлаковых конусов подчеркивают своим расположением концентрически-кольцевое строение Начикинской структуры. Продукты деятельности этих аппаратов представлены базальтами (трахибазальтами), спекшимися и рыхлыми шлаками.

Оливин-авгитовые базальты (трахибазальты) отличаются преимущественно сериально-порфиоровыми структурами, где выделения плагиоклаза № 50—61 (содержание этих выделений составляет до 82% от объема породы) имеют все переходы от фенокристаллов к микролитам основной массы, для которой характерны микролитовая, микродолеритовая, пилотакситовая, интерсертальная структуры.

Химический анализ трахибазальта (табл. 4) показывает, что порода насыщена кремнеземом, богата щелочами, мезократовая.

Вулканиды конечного этапа датируются поздним плейстоценом — голоценом. Они залегают в ряде случаев непосредственно на позднплейстоценовых (Q_{III}) ледниковых отложениях, а задрернованность и сравнительная эродированность не позволяют считать вулканиды современными.

Гидротермально измененные породы развиты в центральной части Начикинской структуры (верховья Пади Глубокой) по андезитам и их туфам второго этапа вулканизма. Зона метасоматитов протяженностью 2—2,5 км и мощностью 300—500 м характеризуется вертикальным падением и представлена пропилитами хлорит-карбонатного типа и каолиновыми кварцитами.

Рудные новообразования в метасоматитах представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и сфалеритом. В аллювии водотоков, дренирующих зону измененных пород, шлиховым опробованием установлены халькопирит и киноварь.

Таковы наиболее характерные особенности тектоно-магматического развития Начикинской структуры: Как видно из описания вулканизма

структуры, отсутствует этап кислого магматизма, ассоциирующего с кальдерообразованием — четвертичный цикл вулканизма здесь завершен, но проявлен неполно. Рудоносность структуры пространственно приурочена к центральной части структуры и имеет парагенетическую связь с экструзивным магматизмом, завершающим второй этап вулканизма.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА УЗОН-ГЕЙЗЕРНАЯ

В дискретном ряду вулкано-тектонических структур с центральной симметрией Узон-Гейзерная структура рассматривается нами как структура второго порядка по отношению к элементарным вулкано-тектоническим структурам, вулканических поясов, подобным описанным выше. Структура Узон-Гейзерная уникальна тем, что в ней можно наблюдать процесс современного рудообразования [60]. Именно поэтому она становится в ряд наиболее важных объектов изучения металлогении верхнего структурного этажа Камчатки. Кальдера Узон и Долина Гейзеров привлекала внимание многих исследователей, а в монографии "Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование" под редакцией С.И. Набоко [58] даны наиболее полные современные представления о геологической истории, строении и петрологии вулканитов района. Принципиально новые данные получены нами при изучении структуры Узон-Гейзерная совместно с В.М. Зиминым. Наши работы показали состоятельность основных построений этого исследователя, поэтому приводим схематическую геологическую карту, составленную В.М. Зиминым, без изменений (рис. 5).

В регионально-тектоническом плане структура Узон-Гейзерная расположена в центральной части Восточно-Камчатской вулканической зоны [21] в пределах Карымско-Семячикского участка Восточно-Камчатской грабен-синклинали, по Э.Н. Эрлиху. В северо-восточном направлении прослеживается цепь элементарных кольцевых вулкано-тектонических структур, центральные части которых обозначены вулкано-тектоническими структурами второго порядка (с севера на юг): кальдера Крашенинникова, структура Узон-Гейзерная, структуры вулканитов Большого Семячика, Карымского и Жупановского.

В качестве фундамента, подстилающего четвертичные вулканиты вулкано-тектонической структуры Узон-Гейзерная, отмечаются вулканогенно-осадочные породы предположительно верхнемиоцен-плиоценового возраста. Они наблюдаются небольшими участками в глубоких эрозионных врезках южнее кальдеры Узон, а также в пределах самой кальдеры. Разрез представлен переслаиванием туфоаргиллитов, туфоалевролитов и вулканомиктовых песчаников, с более редкими прослоями туфов андезитов и туффитов, отличающихся значительной степенью литификации. Залегание пород имеет углы падения от 5 до 15°; видимая мощность пород составляет около 25 м.

Четвертичные вулканические события в пределах описываемой структуры характеризуют завершенный цикл вулканизма, который в то же время является неполным — отсутствует второй этап четвертичного вулканизма Камчатки — этап формирования андезитовых стратовулканов (см. главу II). Таким образом, вулканизм структуры Узон-Гейзерная является примером проявления четвертичного контрастного вулканизма, на что впервые было указано Г.Е. Богоявленской и Э.Н. Эрлихом [58].

К первому этапу четвертичного вулканизма мы относим формирование базальтового вулкана с диаметром основания более 12 км, осложненного менее значительными конусами (горы Бараний Пик и Красная). Фрагменты крупного базальтового вулкана сохранились к настоящему времени лишь в обрывах кальдеры Узон и к юго-востоку от нее по обоим бортам р. Шумной. Разрез базальтового вулкана существенно лавовый. Нижняя часть разреза (около 300 м) представлена серией потоков мощностью 5—25 м с редкими (мощностью до 1 м) слоями туфов. Верхняя часть разреза (200 м) отличается большей мощностью потоков (до 20—40 м), которые часто разделены невыдержанными по простиранию слоями лавобрекчий. Залегание потоков четко периклинальное, с углами падения 10—20°.

Разрезы конусов горы Бараний Пик и горы Красной аналогичны; для них характерна частая перемежаемость агломератов, туфов, лавобрекчий с редкими маломощными потоками лав.

Эффузивы первого этапа отличаются петрографической однородностью. Это оливин-пироксеновые и двупироксеновые базальты.

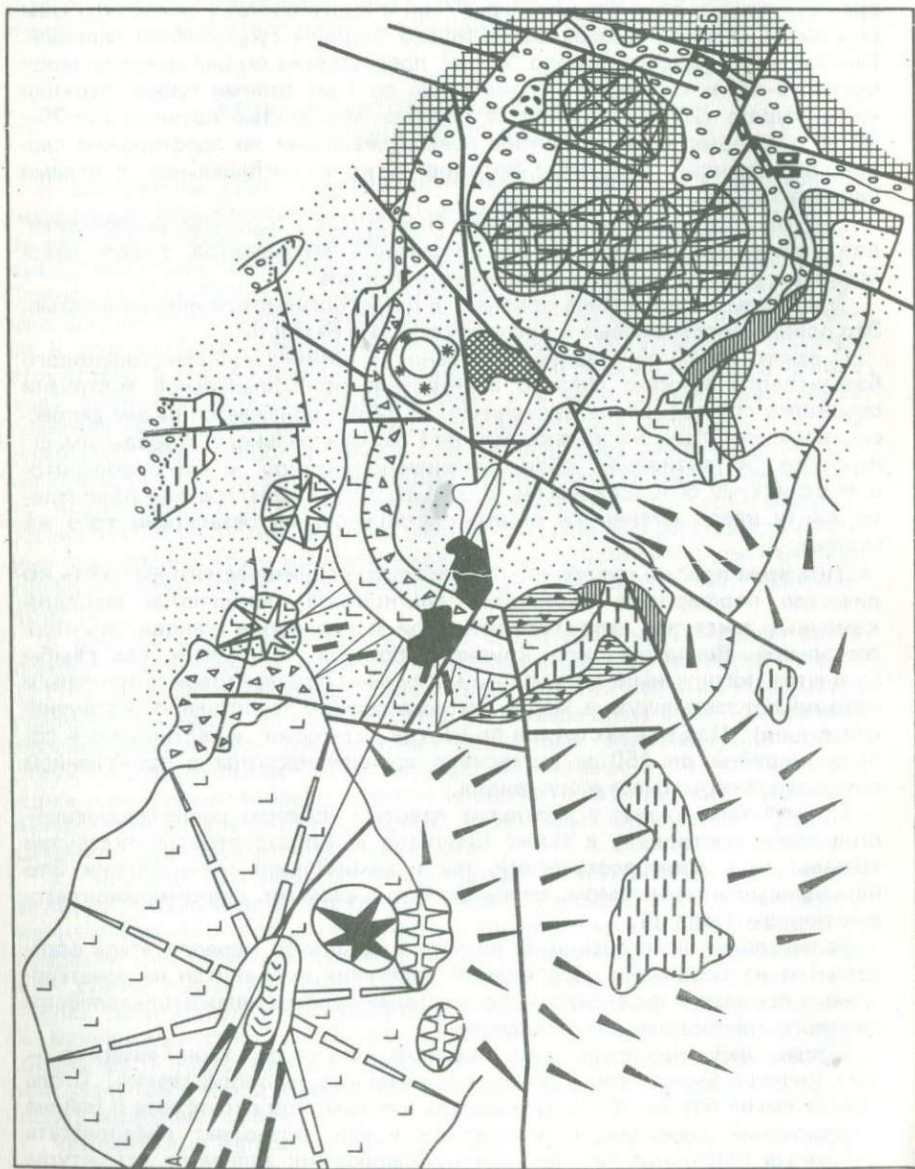
С заключительной стадией деятельности ранне-среднеплейстоценового базальтового вулкана связано становление разнофациальной экструзии основного состава. Ее субвулканическая фация обнажается на дне депрессии кальдеры Узон несколько западнее оз. Центрального. Породы имеют наиболее "интрузивный" облик, массивную текстуру и микродолеритовую структуру основной массы. В обрыве уступа кальдеры микродолериты снизу вверх сменяются оливин-пироксеновыми базальтами того же состава.

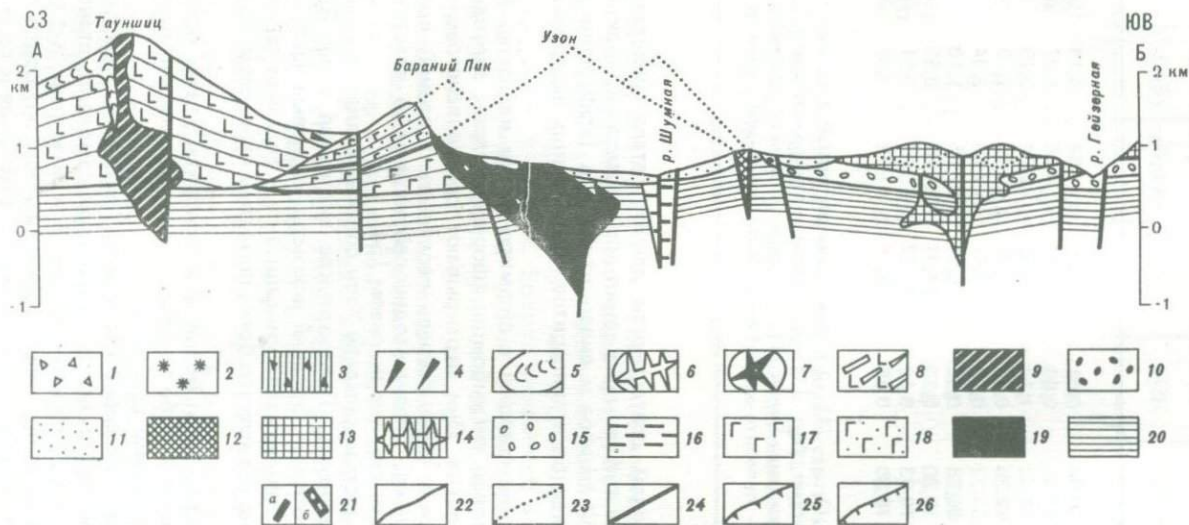
При этом породы приобретают облик лав: увеличивается пористость, количество порфирировых выделений плагиоклаза, появляются миндалекаменные текстуры, структура основной массы пород становится интерсертальной. Венчается тело крупноглыбовыми брекчиями, где глыбы базальтов погружены в связующую массу микродолеритовой структуры и напоминают застывшую в жерле лавовую пробку (собственно экструзивная фация). Породы экструзии по центру экструзии и вертикальной полосе шириной до 150 м интенсивно аргиллизированы с проявлением самородной серы, гипса и сульфидов.

Примечательно, что у базальтов лавовых потоков ранне-среднеплейстоценовой постройки, а также базальтов и микродолеритов экструзии составы (как минералогический, так и химический) очень близки. Это насыщенные кремнеземом, очень бедные щелочами, лейкомеланократовые породы (табл. 5).

Ранне-среднеплейстоценовый возраст вулкаников первого этапа определяется на основании несогласного залегания вулкаников на дочетвертичных породах и перекрытия ледниковыми отложениями верхнеплейстоценового полупокровного оледенения.

Позднеплейстоценовый этап развития структуры Узон-Гейзерная — этап кислого вулканизма и связанного с ним кальдерообразования. Столь резкая смена базальтового вулканизма кислым, при отсутствии в районе исследований переходных по составу пород, позволяет предполагать различные источники питания для вулканических аппаратов структуры Узон-Гейзерная. Продукты позднеплейстоценового этапа развития структуры понимаются нами как производные близкого верхнего очага плавления земной коры; базальты имеют подкорровое происхождение. Структурообразующая роль кислого вулканизма проявилась в формировании депрессий Узон и Гейзерная.





Р и с. 5. Схематическая геологическая карта кальдеры Узон и окрестностей. Составлена В.М. Зиминим

Голоцен: 1—пролювиально—делювиальные отложения; 2—шлаки и бомбы базальтов (маар); 4—7—образования вулкана Тауншиц. Верхний плейстоцен: 8, 9—образования вулкана Тауншиц; 10—ледниковые отложения; 11—рыхлые пемзы и пеллы; 12—экструзия дацитов г. Белой; 13—14—дациты и липариты экструзивно-эффузивного комплекса (13—I фаза, 14—II фаза); 15—туфы дацитов и андезито-дацитов; 16—туфолавы, игнимбриты.

Нижний средний плейстоцен: 17—преимущественно лавы базальтов вулкана Узон; 18—агглютинаты, туфы и лавы базальтов; 19—микродолериты и базальты разнофациальной экструзии; 20—вулканогенно-осадочные породы дочетвертичного фундамента (верхний миоцен—плиоцен?); 21—дайки базальтов и долеритов (а), андезито-дацитов и дацитов (б); 22—границы стратиграфического и интрузивного контакта; 23—фациальные границы; 24—основные разломы; 25—кольцевые разломы; 16—кальдера Узон

Таблица 5

Химический состав вулканогенных пород вулcano-тектонической структуры Узон-Гейзерная

№ п/п	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	ШУ 502-1	50,64	0,61	19,79	4,64	4,14	0,16
2	ШБ 1	49,68	0,86	20,81	4,26	4,02	0,13
3	ШБ 509	64,42	1,14	15,50	2,64	3,19	0,13
4	ШБ 5Н	62,36	0,84	17,31	3,42	2,38	0,13
5	ШБ 508/1	63,12	0,83	16,47	2,45	3,04	0,10
6	ШБ 613	66,68	0,58	16,01	2,45	1,10	0,08
7	ШБ 513/2	70,30	0,35	14,91	1,99	0,53	0,08
8	ШБ 5	70,93	0,50	14,37	0,62	3,01	0,09
9	ШБ 5-1	70,80	0,45	15,16	1,62	1,09	0,08

1 — базальт вулкана Узон, Q_{I-II} [1]; 2 — микродолерит разнофациальной экстружии — Q_{I-II} [1]; 3 — игнимбрит, Q_{III} [1]; 4 — андезито-дацит экстружии горы Белой [1]; 5 — дацит экстружии горы Белой [1]; 6 — дацит 1 фазы экструживно-эффузивного комплекса [1]; 7 — липарито-дацит I фазы экструживно-эффузивного комп-

Продукты вулканической деятельности данного этапа представлены покровами игнимбритов, туфов и пемз дацитового состава (пирокластические фации), потоками дацитов и липарито-дацитов (эффузивные фации) и экстружиями дацитов и липаритов (собственно экструживные фации).

Пирокластические фации связаны с формированием кальдеры Узон. Нижние горизонты покровов игнимбритов сформировались, очевидно, в начале позднего плейстоцена. Они перекрывают среднеплейстоценовые ледниковые отложения и в свою очередь перекрывают мореной позднеплейстоценового оледенения. Средне-позднеплейстоценовый возраст пород подтвержден палинологическим анализом [54].

Эксплозивная деятельность в кальдере Узон сопровождалась прорывом кислой магмы на поверхность. Так возникла экстружия горы Белой, осложненная лавовым потоком. Эрозией вскрыты корневые части экстружии, сложенные гиперстен-авгитовыми дацитами и андезито-дацитами. Аналогичны по составу, но отличаются более пористым строением породы лавового потока.

Дациты и андезито-дациты горы Белой и игнимбриты близки петрохимически. Это пересыщенные и слабо пересыщенные кремнеземом породы, бедные и очень бедные щелочами (см. табл. 5).

В пределах наложенной кольцевой структуры Гейзерной (междуречье Шумно-Гейзерной) развит экструживно-эффузивный комплекс, становление которого происходило в две основные фазы. В первую фазу был сформирован крупный лавовый купол, периферические части которого обнаружены на правобережье р. Шумная, левобережье р. Гейзерная и по ее правым притокам. Породы лавового купола представлены дацитами и липарито-дацитами лорфириковой структуры и обычно флюидального строения. Химические анализы характеризуют их как породы, пересыщенные кремнеземом, бедные и умеренно богатые щелочами (см. табл. 5).

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
4,62	10,39	2,90	0,10	0,25	0,50	0,15	99,49
4,49	10,88	2,87	0,71	0,92	0,07	0,18	99,88
1,17	5,00	4,38	2,02	0,38	0,42	0,22	100,01
1,63	5,82	4,44	1,50	0,34	0,30	0,18	100,65
1,21	6,01	4,63	1,72	0,38	—	0,29	100,25
0,63	4,26	4,67	2,11	0,38	0,56	0,20	99,71
1,39	2,78	4,73	2,34	0,08	0,14	0,10	99,64
1,00	2,08	4,39	2,34	0,24	—	Сл.	99,33
0,29	3,18	4,79	2,32	0,34	0,30	0,08	100,50

лекса [2]; 8, 9 — липариты экструзий II фазы экструзивно-эффузивного комплекса [2, 1]. Цифры в квадратных скобках: 1 — ЦХЛ ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитики Г.Ф. Князева, Т.Г. Осетрова; 2 — спектрохимическая лаборатория МГУ, аналитик Н.Н. Короткова.

Во вторую фазу произошло становление четырех экструзий липаритов на цоколе эффузивов первой фазы. Экструзии сохранили к настоящему времени свою первичную морфологию. Это купола, имеющие в плане изометричную форму и высоту 120–170 м. Отношение высоты к основанию составляет 1/4 — 1/6. Вокруг вершинной части куполов наблюдается серия концентрических трещин. Флюиальность пород крутоориентирована (50–70°) в центре куполов и выполаживается (до 20–40°) к периферии.

Привершинные части куполов сложены преимущественно стекловатыми флюиальными и сферолитовыми липаритами с раздувами и гнездами перлитов и обсидианов. В краевых частях обнажаются более пористые липариты; они нередко имеют массивную текстuru и отчетливо порфиоровую структуру. Порфиоровые выделения (составляют не более 10–15% от объема породы) в липаритах экструзий представлены плагиоклазом (олигоклаз-андезин № 28–40), бурой и зеленой роговой обманкой, пироксенами. Количество цветных минералов едва достигает 2%. Вкрапленники обычно погружены в однородное бесцветное изотропное кислое стекло, имеющее участками сферолитовое строение.

Химический состав (см. табл. 5) характеризует липариты как переиспещенные кремнеземом породы, умеренно богатые щелочами.

Завершающий этап вулканизма структуры Узон-Гейзерная проявляется для Камчатского региона традиционно, но в меньших масштабах. Это голоценовый маар оз. Дальнего в северной части кальдеры Узон. Кратерная воронка маара, заполненная водой, окружена валом из шлаков и бомб оливиновых базальтов.

Гидротермально измененные породы и рудоносность вулканотектонической структуры Узон-Гейзерная широко известны из работ С.И. Набоко [58 и др.] и других исследователей и нами в этой монографии не рассматриваются.

МАЛЕТОЙВАЯМСКАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Описываемая структура расположена в осевой части Корякского хребта на широте пос. Корф.

Вулканические и тектонические события, обусловившие формирование структуры, подразделяются на два этапа, в целом характерные для развития позднеэоценового вулканизма Центрально-Камчатской вулканической зоны: верхний миоцен—плиоценовый и плиоцен—нижнеплейстоценовый.

Верхнемиоценовой—плиоценовой истории структуры предшествовало отложение терригенных фаунистически охарактеризованных среднемиоценовых пород пахачинской свиты, представленных песчаниками, гравелитами, алевролитами, аргиллитами с прослоями бурых углей [19]. Известное локальное проявление дацитового вулканизма в пахачинское время связывается некоторыми исследователями этого района с начальными стадиями формирования Малетойваямского вулканогенно-рудного центра [73]. Главный этап становления и развития Малетойваямской вулканотектонической структуры, как и всего центра, приходится на позднеэоценовое время (верхний миоцен—плиоцен).

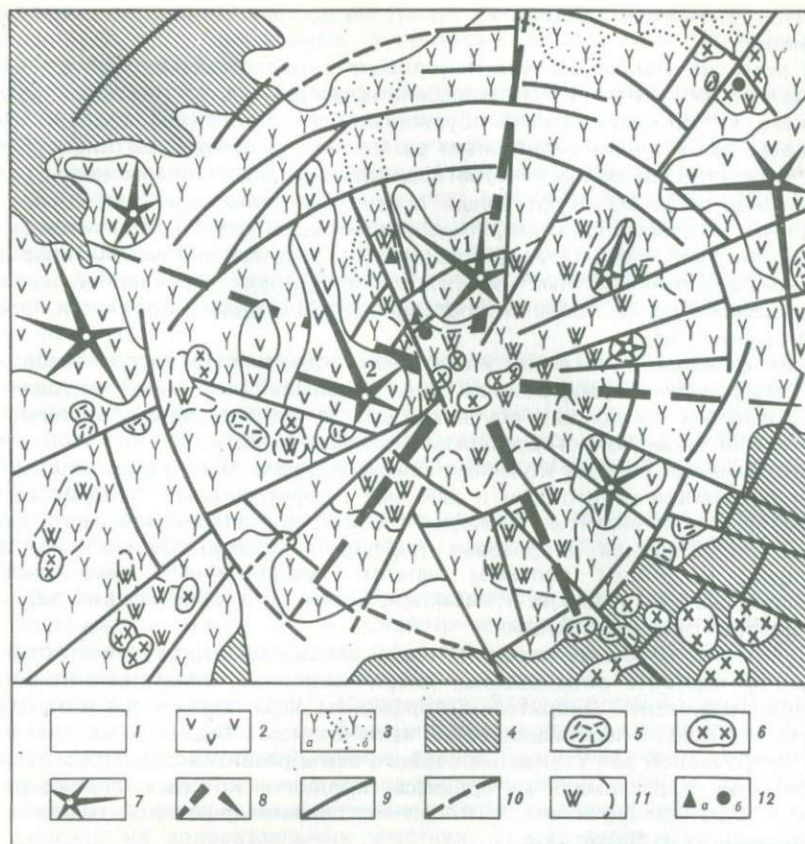
Пространственное положение Малетойваямской вулканотектонической структуры обусловлено ее расположением на пересечении Вывенского глубинного разлома (линеамента) северо-восточного простирания и трансформной зоны тектонических дислокаций алеутского северо-западного направления [73].

Геометрический центр описываемой структуры расположен на водоразделе рек Правый Малетойваям, Гочны Альховаям, Тюлюльваям и правого истока р. Лигинмываям. Центр структуры определяется радиальным направлением перечисленных водотоков и подчеркивается развитием именно в этой части структуры целой группы интрузивных тел диоритовых порфиритов, переработанных почти полностью метасоматическими процессами до монокварцитов. Размеры структуры определяются площадью развития системы дугообразных и линейных разрывных нарушений, в совокупности составляющих зону кольцевых разломов шириной 4—6 км и в диаметре 40—45 км (рис. 6). Пространственное положение внешней границы структуры подчеркивается расположением по периферии ее интрузий диоритовых порфиритов, аналогичных тем, реликты которых установлены в жерловой части структуры, и самых молодых (плиоцен—четвертичных) вулканических аппаратов.

Породы, развитые на площади Малетойваямской структуры, детально описаны в работах Г.М. Власова [19, 22 и др.], В.М. Еркина [37, 38], поэтому при дальнейшем описании структуры мы ограничимся лишь краткой характеристикой магматических образований, слагающих структуру.

Первый, верхний миоцен—плиоценовый этап развития Малетойваямской вулканотектонической структуры характеризуется накоплением эффузивно пирокластической толщи, относимой большинством исследователей к нижнекорфской подсвите корфской свиты. Последняя по возрасту сопоставляется с широко развитой на территории Камчатки аллейской серией [24].

Нижнекорфская толща является существенно туфовой с коэффициентом explosивности 60—70%, к центральной части структуры в составе толщи возрастает количество эффузивов. Последние представлены в



Р и с. 6. Схематическая геологическая карта Малотуйаямской вулканно-тектонической структуры (составлена с использованием материалов геологов Камчатского геологуправления А.Е. Комова, В.М. Еркина, Л.Л. Лященко и др.)

1—рыхлые четвертичные отложения; 2—эффузивные породы верхнекорфовской толщи (плиоцен—ранний плейстоцен); 3—отложения нижнекорфовской толщи (поздний миоцен—плиоцен): а) эффузивно-пирокластические; б) лагунно-осадочные уленосные; 4—терригенные отложения пахачинской свиты (нижний средний миоцен); 5—экструзивные купола андезитов, дацитов и липарито-дацитов плио-плейстоценового возраста (плиоцен—нижний плейстоцен); 6—диориты и диоритовые порфириты верхний миоцен—плиоценового возраста (верхний миоцен—плиоцен); 7—вулканические постройки второго этапа развития структуры: 1—вулкан Малототуйи, 2—вулкан Агломератовый; 8—главная вулканическая постройка структуры; 9—основные структурообразующие разломы; 10—то же, под чехлом рыхлых четвертичных отложений; 11— гидротермально измененные породы; 12—рудопроявления и месторождения: а—серы, б—меди; 1—Октябрьское; 2—Юбилейное

основном пироксеновыми и двупироксеновыми, реже роговообманково-пироксеновыми андезитами. Характерной особенностью эффузивов является их слабая дифференциация по химическому составу: от андезито-базальтов в низах разреза до андезито-дацитов, венчающих толщу. Изредка в составе нижней толщи отмечаются дациты и долериты.

Туфы первого этапа формирования Малотуйаямской структуры преимущественно агломератовые и псефитовые и относятся к кристал-

лолитокластическим. Состав их идентичен составу описанных выше эффузивов.

С этим же этапом связано накопление вулканомиктовых осадочных пород в вулкано-тектоническом грабене на северо-западном склоне палеовулкана. Образование грабена обусловлено тектоническими подвижками по двум сближенным радиальным разломам северо-западного простирания. Юго-западный разлом известен под названием Малетойваямского [18].

Лагунно-осадочные туфогенные породы, выполняющие грабен, представлены туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфогравеллитами и туфоконгломератами. Породы сложены округлыми обломками кварца, плагиоклаза, темноцветных минералов и эффузивов. Характерной чертой описываемых пород является постоянное присутствие в них линз и прослоев бурых углей.

Гомодромный путь развития позднемиоцен—плиоценового палеовулкана завершился формированием зоны кольцевых разрывных нарушений и радиальных разломов, обусловивших пространственное положение участков интрузивной и гидротермальной деятельности.

Интрузивные породы конечных стадий первого этапа развития структуры представлены штоками и дайками порфиридных диоритов и диоритовых порфиритов. Размеры штоков в поперечнике достигают 1,5—2 км. Сложены диоритовые порфириты плагиоклазом № 20—30, кварцем, калиевым полевым шпатом, моноклинным пироксеном. В порфириновых выделениях отмечаются, кроме того, ромбический пироксен, роговая обманка и биотит.

Вулканыты нижнекорфовской толщи, вмещающие диоритовые порфириты, на контакте окварцованы, хлоритизированы, эпидотизированы и амфиболизованы. Диоритовые порфириты характеризуются насыщенностью или слабой пересыщенностью кремнеземом и бедны щелочами.

С интрузивной деятельностью первого этапа развития структуры тесно сопряжены гидротермальные процессы, продукты которых широко развиты в стратифицирующихся отложениях нижнекорфовской толщи и в прорывающих их интрузиях.

Гидротермально измененные породы образуют два крупных линейно вытянутых массива: Лигинмываямский, ориентированный в северо-восточном направлении и проходящий через осевую плоскость структуры, и Тюлюльваямский, имеющий северо-западное направление. Малетойваямская зона гидротермально измененных пород является собственно северным продолжением Тюлюльваямского массива. Позиция массивов и зон метасоматитов обусловлена локализацией их на участках пересечения радиальных и кольцевых структурообразующих разломов. Суммарная площадь массивов измененных пород составляет 55—60 км². Внутреннее строение массивов однотипно. Центральные части массивов сложены плотными или слабопористыми монокварцитами, занимающими обычно наиболее возвышенные участки в рельефе и наиболее широко развитые в жерловой части структуры. Выходы монокварцитов в плане и на глубине обрамляются алунитовыми кварцитами, часто с примесью каолинита.

На контакте описанных выше кварцитов с пропилитами развиты каолиниткварцевые породы. Внешним обрамлением зон измененных пород являются пропилитизированные породы средне- и низкотемпературных фаций.

Кроме описанных массивов гидротермально измененных пород, на площади структуры выявлен еще ряд зон метасоматитов, развитых преимущественно

щественно по периферии структуры и, как правило, пространственно ассоциирующихся с интрузиями диоритовых порфиритов (Октябрьская, Альховаямская и др.).

С гидротермально измененными породами описываемой структуры связан ряд месторождений и проявлений полезных ископаемых.

В зоне фациального перехода нижнекорфовских лагунно-осадочных туфогенных и угленосных отложений в их эффузивно-пирокластические аналоги локализуется Малетойваямское месторождение серы (Центральный участок). На участке сочленения дугообразного нарушения и Малетойваямского разлома [18] расположено проявление меди и серы с новым для Камчатки сульфосольным типом медной минерализации, ведущая роль в который принадлежит сульфоарсенату меди — энэргиту (Юбилейный участок).

В зоне кольцевых структурообразующих разрывов на пересечении их с радиальным разломом северо-восточного простирания в теле интрузивных диоритовых порфиритов и во вмещающих их отложениях нижнекорфовской толщи локализовано Октябрьское рудопроявление меди, ведущая роль в составе которого также принадлежит сульфоарсенатам меди — энэргиту и люцититу.

Повышенные концентрации меди, мышьяка, свинца и цинка известны в метасоматитах целого ряда зон гидротермально измененных пород структуры.

Во второй этап развития Малетойваямской вулканотектонической структуры на радиальных и концентрически-кольцевых разломах, заложившихся в процессе развития позднемиоцен—плиоценового палеовулкана, сформировался ряд вулканических аппаратов, часть которых имеет собственные названия [19]: Малетотуин, Агломератовый и др. Продукты деятельности этих вулканов большинством исследователей объединяются в верхнекорфовскую эффузивную толщу: Последняя имеет очень низкий коэффициент эксплозивности, едва достигающий 10–15%, и представлена однородной пачкой неизменных преимущественно андезитовых лав, развитых на водораздельных участках. Толща состоит из нескольких полого залегающих лавовых покровов, среди которых преобладают андезиты. В подчиненном количестве отмечаются андезито-базальты (в низах толщи) и андезито-дациты (обычно венчают разрезы). В составе толщи отмечены агломератовые туфы и агглютинаты, слагающие маломощные прослои (0,5–2 м) в эффузивах.

С заключительными стадиями развития вулканических аппаратов второго этапа связано внедрение экструзивных куполов андезитов, андезито-дацитов и липарито-дацитов. Экструзивные купола локализуются часто в жерловых фациях верхнекорфовских вулканитов, размеры куполов в поперечнике составляют от 200–300 до 1,0–1,5 км.

Роговообманковые андезиты и андезито-дациты представляют собой порфиоровые породы. Вкрапленники (10–20%) состоят из зонального плагиоклаза № 30–55 и редких фенокристаллов опациitizedированной роговой обманки и биотита. В андезитах иногда отмечаются единичные порфиоровые выделения моноклинного и ромбического пироксена, в андезито-дацитах — кварца.

Липарито-дациты содержат редкие вкрапленники (3–5%) зонального плагиоклаза (олигоклаз-андезита), биотита и кварца. Основная масса состоит из ксеноморфных зерен кварца с лейстами калиевого полевого шпата и редкими микролитами кислого плагиоклаза.

В петрохимическом отношении вулканиты верхнекорфовской толщи характеризуются насыщенностью или слабой пересыщенностью кремнеземом и бедны щелочами; по щелочности, известковитости и количеству кремнезема эффузивы нижней и верхней толщ между собой не различаются.

Возраст вулканогенных пород, развитых в пределах Малетойваямской структуры, большинством исследователей [26, 39 и др.] на основании биостратиграфических данных и материалов геологического картирования, определяется как верхний миоцен—плиоценовый. Однако, по вопросу нижне- и верхнекорфовских отложений, а, следовательно, и относительно возраста оруденения, у исследователей нет единого мнения. Г.М. Власов и О.Г. Борисов [26] продукты деятельности вулканов Малетотуин и Агломератовый рассматривают как верхнюю часть единой толщи эффузивно-пирокластических пород корфовской свиты, что определяет возраст оруденения как позднелиоценовый (позднокорфовский). Материалы А.Е. Конова и других свидетельствуют о наличии в описываемом районе двух толщ — верхне- и нижнекорфовской, с резким контактом между ними и со следами перерыва. Иногда на нижнекорфовских отложениях наблюдается кора выветривания. Возраст толщ этими исследователями определяется как верхний миоцен—плиоценовый для нижней и плиоценовый для верхней толщи. Некоторыми исследователями возраст верхней толщи принимается как плиоцен—плейстоценовый. При этом нижнекорфовская толща является аналогом хатунской свиты, выделенной в Среднем хребте Камчатки, а верхнекорфовская — аналогом кррукского комплекса [96]. Возраст гидротермальной деятельности и локализованного оруденения принимается этими исследователями как плиоценовый предверхнекорфовский.

Представление о наличии в составе корфовской свиты двух толщ позднего неогенового возраста (верхний миоцен—плиоценовой и плиоценплейстоценовой) с перерывом в накоплении этих толщ представляется нам более обоснованным. Возраст оруденения принимается как предверхнекорфовский (позднехатунский, по А.Е. Шанцеру [96]). Пространственное положение интрузий, гидротермально измененных пород и плиоцен—плейстоценовых вулканических аппаратов определяется тектоническими элементами развития верхний миоцен—плиоценового палеовулкана. Характерно, что интрузии, гидротермально измененные породы и оруденение локализируются или в жерловой части Малетойваямской вулcano-тектонической структуры или на участках сочленения радиальных и кольцевых структурообразующих разломов. Причем медная минерализация постоянно ассоциирует с интрузивными телами диоритовых порфириров: на Октябрьском рудопоявлении медные руды локализируются в массиве диоритовых порфириров, на Юбилейном участке, по геофизическим данным, на глубине предполагается не вскрытый эрозией плутон диоритов.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЭКСТРУЗИЙ

Рассмотрев на конкретных примерах принадлежность экстррузии к тому или иному этапу четвертичного вулканизма Камчатки, наиболее возможное отношение этих экстррузий к глубинному магматическому процессу, позицию в кольцевых вулcano-тектонических структурах, перейдем к рациональной, с нашей точки зрения, геолого-генетической типизации экстррузий.

Сразу следует оговориться, что термин "геологический" употребляется нами в узком значении этого слова — понимается последовательность геологических событий.

Отнесение экстррузии к тому или иному геолого-генетическому типу определяется прежде всего местом экстррузий в последовательном ряду прерывистых, но направленных тектоно-магматических событий вулканического цикла и отражает генетическую принадлежность к определенному уровню и этапу магмообразования в зонах проницаемости земной коры. Важными критериями, определяющими принадлежность экстррузий к тому или иному геолого-генетическому типу, являются и структурная позиция экстррузивных тел, их взаимосвязь с субвулканическими, эффузивными и пирокластическими образованиями, химический состав, и в значительно меньшей степени морфологические и петрографические особенности.

Типизация экстррузий именно по таким признакам представляется нам наиболее целесообразной для решения вопросов металлогении верхнего структурного этажа Камчатки, в частности вулканогенных формаций орогенных этапов развития складчатых областей вообще, поскольку определяется отмеченным ранее общим характером закономерностей в тектоно-магматическом процессе, показанном на примере четвертичного вулканизма.

К первому геолого-генетическому типу экстррузий Камчатки относятся экстррузии, связанные с формированием крупных щитовых и щитовидных вулканов на этапе развития гомодромного вулканического цикла.

Будучи производными сквозькоровой базальтовой магмы, экстррузии данного типа представляют собой аналоги субвулканических интрузий и даек — корней базальтовых покровов четвертичной вулканогенной серии и могут рассматриваться как гомологи габброидных членов гомодромных интрузивных серий.

По своему составу и петрографическим особенностям экстррузии первого типа тождественны экстррузиям субвулканических образований базальтовых вулканов.

Сложены эти экстррузии, как правило, базальтами, микродолеритами, андезито-базальтами и образуют большей частью экзогенные (по Лейдену) купола. С известной долей условности к этому типу экстррузий можно отнести трубообразные некии базальтов в структурах, где геологическая ситуация позволяет рассматривать их как субвулканические фации эродированных экстррузий.

По классификации О.Г. Борисова и В.Н. Борисовой [13], экстррузии данного типа могут явиться частным случаем натечных куполов (конусов), а в классификации субвулканических тел К.Н. Рудича [77] они рассматриваются в качестве экстррузивной фации в субвулканических телах небольшого объема среди преобладающих вулканогенных образований (тип II, группа I).

Примером экструзий I типа может служить сложное по форме экструзивное тело микродолеритов и базальтов разрушенной раннеплейстоценовой постройки кальдеры Узон, где обнажаются субвулканическая и собственно экструзивная фации этого тела, а также экструзии базальтов северной и северо-восточной части раннеплейстоценового щитового вулкана Уксичанской структуры (см. рис. 2). В Центрально-Камчатской вулканической зоне такого рода экструзии отмечаются Н.Ф. Данилеско и др. в междуречье рек Быстрой, Хайрюзовой и Тихой, где они слагают несколько куполов. Экструзии представлены однородными оливиновыми базальтами и микродолеритами, химический состав которых идентичен таковому базальтов потоков раннеплейстоценового щитового вулкана — основания более молодого вулкана Ленинградец. По данным Л.И. Махониной и др., вдоль северных подножий раннеплейстоценовой щитовой постройки вулкана Большая Кетепана (междуречье среднего течения рек Тихая и Тигиль) отмечается ряд куполовидных экструзий афировых базальтов, отличающихся от эффузивов повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов, а также андезито-базальтов, по химическому составу близких к наиболее кислым раннеплейстоценовым эффузивам и отличающихся от последних несколько большим преобладанием Na_2O над K_2O .

Второй геолого-генетический тип — экструзии, завершающие гомодромный путь развития стратовулканов, формирующихся в пределах вулканотектонических структур на основаниях щитовых базальтовых построек. Отражая дальнейшую эволюцию направленного прерывистого эндогенного процесса, данные экструзии являются следствием более высокого уровня магмообразования, на котором происходит взаимодействие сквозькорового энерго- и массопотока с веществом земной коры и которое заканчивается формированием периферических очагов. В качестве аналогов этих экструзий выступают наиболее поздние эффузивы стратовулканов. Гомологами экструзий в неогеновых вулкано-плутонических ассоциациях являются гипабиссальные и субвулканические интрузии среднего состава, а в интрузивных сериях — диорит-гранодиоритовые члены.

Становление экструзий второго типа обычно сопровождается образованием сравнительно небольших объемов кислой пирокластики (пемзы, отложения агломератовых и пепловых потоков), характеризующей взрывные процессы, которые при повторении нередко приводят к образованию структур типа Сомма—Везувий. Как следствие экструзии локализуются в кратерах и соммах стратовулканов. Нередко экструзии такого рода (рис. 3, 4) приурочены и к радиальным разломам вулканотектонических структур (боковые, латеральные экструзии).

Экструзии данного типа сложены относительно кислым материалом (андезиты, андезито-дациты, реже дациты) и петрохимически весьма близки к наиболее поздним эффузивам стратовулканов.

Морфология этих экструзий очень разнообразна, чаще всего — это эндогенные (по Лейдену) купола, экструзивные (без канала в теле купола), по классификации О.Г. Борисова и В.Н. Борисовой [13].

Существенных минералогических, структурных и текстурных особенностей, отличающих экструзии от эффузивов, породы экструзий стратовулканов не обнаруживают. Те же особенности, которые приписываются экструзиям вообще, определяются прежде всего петрохимическим составом исходных магм. Исходная магма для рассматриваемых нами экструзий и их эффузивных аналогов является общей, что вполне обосновано О.Г. и В.Н. Борисовыми [13].

Экструзии данного типа распространены на Камчатке наиболее широко, особенно в Восточной вулканической зоне (Ключевской Доле, вулкан Шивелуч, Авачинский и многие другие). Они изучались и систематизировались многими исследователями. К.М. Тиммербаева [98], в частности, разработала морфогенетическую классификацию экструзивных куполов Ключевого Дола. В примерах вулcano-тектонических структур, описанных выше, — это экструзия андезитов кратера вулкана Алней (Алней-Чашаконджа), терминальные и латеральные экструзии андезитов и андезито-дацитов Начикинской структуры, экструзии андезитов и андезито-дацитов стратовулканов структуры Богдановича и др.

Четвертичным гомологом гранитоидных интрузий магматических серий более древних эпох являются экструзии третьего типа, связанные с кальдерообразованием, сопровождающимся проявлением кислого магматизма. Кальдерообразованию обычно сопутствует накопление больших объемов кислого пемзо-парокластического материала. Причем масштабы кальдерообразования и соответственно объемы кислых вулканитов в глубь геологических эпох увеличиваются [91, 56]. С омоложением геологического процесса эта закономерность, наоборот, выражается редуцированностью процесса кальдерообразования и ассоциирующего с ним кислого вулканизма в пределах четвертичного вулканического цикла. Наряду с экструзиями данного типа, отмечающимися в связи с кальдерами и с большими объемами кислой пирокластики (структура Узон-Гейзерная, кальдера вулкана Горелый, вулкан Хангар и др.), на Камчатке имеются экструзии в кальдерных структурах, кислый вулканизм в связи с которыми проявлен очень незначительно. Примером являются единичные экструзии липаритов и липарито-дацитов в пределах вулcano-тектонических структур Алней-Чашаконджа и Богдановича.

Следует отметить, что все продукты кислого магматизма этапа кальдерообразования четвертичного цикла вулканизма можно рассматривать в качестве гомологов гранитоидного интрузивного магматизма предыдущих и более древних эпох. Пирокластические образования этапа при этом могут оцениваться как особая фация посткальдерных экструзий. Постепенные переходы от пород экструзий к игнимбритах в геологической практике наблюдались нередко и, в частности, нами в позднемиоценовых вулканитах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Состав экструзий (или собственно экструзивных фаций разнофациальных экструзий) данного, третьего этапа наиболее кислый (андезито-дациты, дациты, липариты) и в значительной степени зависит от состава фундамента вулcano-тектонических структур [50]. Наблюдаемый в них акцессорный гранат подтверждает вероятность анатексиса.

Морфология экструзий данного типа опять не является определяющей при выделении в геолого-генетический тип. По сводной классификации О.Г. и В.Н. Борисовых [13] эти экструзии могут быть частным случаем и куполов напора с веерообразной структурой и куполов выдавливания. Нередко экструзии осложняются потоками и образуют так называемые "экструзии-потоки", где совсем не всегда можно четко разграничить эффузивную и собственно экструзивную фации.

Структурно-петрографические особенности экструзий данного типа свойственны кислым вулканитам вообще и отражают, прежде всего, становление этих экструзий в поверхностных условиях. В наиболее эродированных участках тел могут наблюдаться полнокристаллические микроструктуры, характерные и для субвулканических интрузий.

Структурная позиция описываемых экструзий определяется приуроченностью этих экструзий почти исключительно к концентрически-кольцевым кальдерообразующим разломам, особенно к участкам пересечения кальдерообразующих разломов с разломами радиальными.

Примеры посткальдерных экструзий приведены были нами при описании элементарных вулкано-тектонических структур Алней-Чашаконджа, Уксичанская, Богдановича, Узон-Гейзерная. Посткальдерные экструзии известны и в других структурах обеих вулканических зон полуострова.

Некоторыми исследователями [55] в качестве вулканических куполов рассматриваются одноактные шлаковые и лавовые конуса, которые характерны для конечного этапа четвертичного вулканизма Камчатки. Относя заключительный базальтовый вулканизм сравнительно небольших объемов к гомологам основных и средних даек, завершающих магматизм гомодромных габброидно-гранитоидных серий [42 и др.], эти одноактные вулканические постройки условно можно отнести к четвертичному геолого-генетическому типу экструзий. Субвулканическими аналогами этих построек являются дайки основного состава голоценовых вулканических построек.

Показанные геолого-генетические типы экструзий, при выделении которых решающее значение имеет принадлежность к определенному этапу общей истории развития вулкано-тектонических структур, а также их структурная позиция, в свою очередь, играют определяющую роль при реконструкции кольцевых вулкано-тектонических структур, в том числе и древних.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА КАМЧАТКИ И РУДОНОСНОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ

С завершающими стадиями развития вулcano-тектонических структур связано формирование гидротермально измененных пород. Структурная позиция пород определяется, как правило, их локализацией в жерловых фациях вулканов или на участках сопряжения радиальных разломов и кольцевых структурообразующих зон разрывных нарушений. Частая пространственная ассоциация гидротермально измененных пород и интрузивно-экструзивных образований объясняется, видимо, приуроченностью тех и других к участкам максимальной проницаемости эндогенного флюида, подготовленным всей историей развития вулcano-тектонической структуры. В целом для метасоматитов верхнего структурного этажа Камчатки характерна доминирующая роль измененных пород формации кварцитов, а среди последних — доминирующая роль алунитсодержащих разновидностей. Пропилиты представлены преимущественно низкотемпературными, реже среднетемпературными. Различия в условиях формирования измененных пород в нижнем и верхнем подэтажах верхнего структурного яруса Камчатки (различная "степень" открытости системы) обусловили различия этих пород и в вещественном составе, и в характере рудной нагрузки.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ ПОЗДНЕМИОЦЕН—ПЛИОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Как указывали Г.М. Власов и М.М. Василевский [29], для пород верхнего структурного яруса характерно широкое развитие полей метасоматитов, главным образом формации вторичных кварцитов. Пропилитовое изменение для этого яруса в общем проявляется в меньших масштабах.

Дальнейшее изучение позднемиоцен—плиоценовых метасоматитов, особенно в связи с проведением поисково-разведочных работ на участках серной минерализации [22, 26, 12, 2, 37, 69, 70 и др.], показало, кроме того, значительную роль среди пород формации вторичных кварцитов алунитсодержащих разновидностей, слагающих центральные части зон метасоматитов. Широкое развитие среди вторичных кварцитов верхнего структурного этажа сульфатов калия и алюминия, а нередко и бария, свидетельствует о высоком содержании сероводорода в гидротермальных растворах, реализующегося в приповерхностных условиях в залежи самородной серы; наличие серы является характерной (хотя и не обязательной) особенностью позднемиоцен—плиоценовых вторичных кварцитов. Рудная минерализация позднемиоцен—плиоценовых метасоматитов представлена серным мышьяково-сурьмяно-ртутным, ртутным и медным (с сульфосолями группы энаргита) типами.

Большое количество материала, полученного при проведении поисково-разведочных работ на ряде серных месторождений Камчатки, позволило детально исследовать строение зон гидротермально измененных пород и тем самым установить закономерность пространственного размещения метасоматитов и руд.

Малетойваямское рудопоявление расположено на северо-западном склоне Корякского хребта в верховьях р. Малетойваям. Г.М. Власовым оно отнесено к группе классических серных месторождений вулканического генезиса. Описание месторождения приводится с использованием материалов В.М. Еркина [39], Г.М. Власова, О.Г. Борисова и А.П. Зайцевой [21].

В геологическом строении месторождения принимают участие туфо-осадочные и эффузивно-пирокластические образования, относимые большинством исследователей к корфовской свите позднеэоценового возраста, объединяющей две резко различные по величине эксплозивности толщи. Нижняя толща существенно туфовая, верхняя — почти целиком эффузивная. Нижняя толща вмещает все разности развитых на месторождении гидротермально измененных пород, верхняя — совершенно лишена метасоматических изменений. Интрузивные породы района месторождения представлены штоками диоритовых порфиритов и куполами андезитов, андезито-дацитов и липарито-дацитов.

Структурная позиция гидротермально измененных пород района и структурная позиция связанного с ними оруденения определяются приуроченностью к жерловой фации и к радиальным разломам Малетойваямского палеовулкана (поздний миоцен—плиоцен). Широко развитые в районе месторождения вторичные кварциты и пропилиты образуют два крупных линейно вытянутых массива: Лигинмываямский и Тюлюльваямский (см. рис. 6). С севера к Лигинмываямскому массиву примыкает Малетойваямская зона гидротермально измененных пород. Малетойваямская зона метасоматитов слагает полосу шириной 500—700 м, прослеживается на расстояние 7 км. Простираение гидротермально измененных пород в пределах зоны определяется, в основном, по результатам геологической интерпретации геофизических материалов. По этим материалам выделены и окартурены участки распространения следующих разновидностей гидротермально измененных пород (рис. 7): 1) существенно кварцевые породы (площадь развития более 500 тыс. м²), 2) преимущественно каолинит- и алунит-кварцевые породы (площадь развития 150 тыс. м²), 3) преимущественно аргиллизированные породы, 4) слабо измененные пропилитизированные породы, 5) гидротермально измененные породы нерасчлененные — по этим породам геологических данных вовсе нет.

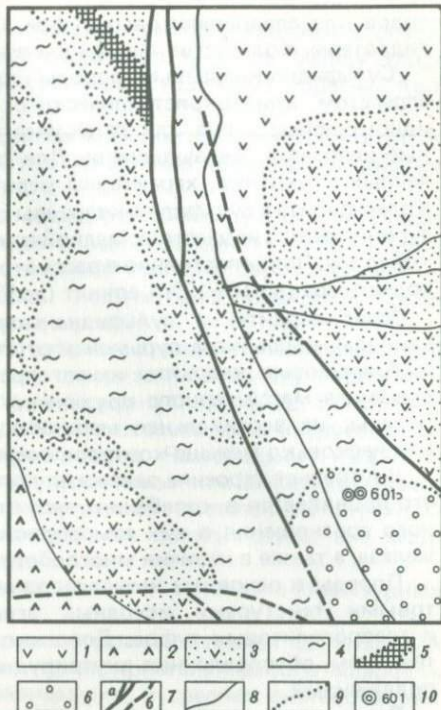
Детальное минералого-петрографическое изучение гидротермально измененных пород выполнено В.М. Еркиным [39]. Целью наших исследований на месторождении являлось изучение в первую очередь рудных новообразований. Оптические исследования метасоматитов нами были дополнены данными дифференциального термического анализа глинистых минералов, выполненного сотрудником Института вулканологии А.В. Мясниковым¹.

В результате детального изучения метасоматитов среди гидротермально измененных пород Малетойваямской зоны выделяются монокварциты, сульфидно-кварцевые породы, алунитовые и серные кварциты, каолинит-алунитокварцевые породы, каолинито-кремнистые и каолино-монтмориллонитовые разности, кварц-серицитовые породы, монтмориллонитизированные и пропилитизированные породы.

¹ Анализ проводился на приборе "Дериватограф" при экспозиции 100 мин, скорость нагрева печи 10° в минуту, эталон — окись алюминия.

Р и с. 7. Схема распределения измененных пород Юбилейного участка Малотойваямского месторождения серы (составлена по материалам геологов Камчатского геологоуправления А.Е. Конова, В.М. Еркина, Г.И. Михайловой, Л.Л. Ляшенко)

1—неизмененные эффузивы и туфы нижнекорфовской толщи (верхний миоцен—плиоцен); 2—андезиты, андезиты-дациты верхнекорфовской толщи (плиоцен—ранний плейстоцен); 3—слабо измененные пропилитизированные породы; 4—преимущественно аргиллизированные (монтмориллонитизированные) породы; 5—каolino- и алунино-кварцевые породы; 6—существенно кварцевые и сульфидно-кварцевые породы; 7—основные тектонические нарушения типа сбросов и новейшие зоны дробления: а) установленные, б) предполагаемые; 8—геологические границы; 9—границы фаций гидротермально измененных пород; 10—скважины с промышленным содержанием меди в породах



Монокварциты распространены незначительно, наблюдаются в виде тел, имеющих неправильную форму и размер до 180x90 м и линз мощностью до 1 м; на глубину прослежены до 5–7 м. Под микроскопом микрокварциты — это плотные сливные породы с микрогранобластовой или мозаичной структурой мелкокристаллического агрегата кварца, изредка с друзовыми агрегатами кварца на стенках пустот. Структура исходных вулканитов в них утрачена. Для пород характерна тонкая распыленная вкрапленность пирита. На участке с медной минерализацией кварц, слагающий породу, чистый и прозрачный, нередко в идиоморфных кристаллах. Иногда в монокварцитах наблюдаются жилки андалузит-диаспор-алунитового и алунитового состава.

Рудные новообразования в монокварцитах представлены, кроме пирита, халькопиритом, энаргитом или арсенопиритом, халькозином и ковеллином.

Сульфидно-кварцевые породы по составу и структурам близки к монокварцитам. К ним отнесены существенно кварцевые разновидности, содержащие сульфиды в количествах более 10%. Эти породы распространены гораздо шире, чем монокварциты, они располагаются в виде довольно многочисленных прослоев и линз среди серно-алунитовых руд. Мощность прослоев достигает 10–14 м. Определенной закономерности в изменении сульфидно-кварцевых пород с глубиной не наблюдается. Генетически они подразделяются на две разновидности: одна — массивные и слоистые породы с неравномерной вкрапленностью пирита (от 10–20% до 30–40%) и реликтивными обломочными структурами возможно тектонического генезиса, другая — довольно четко тяготеет к горизонтам плотных эффу-

живов или алевропелитовых туфов, игравших, видимо, роль экранов для гидротерм. Количество сульфидов в этих породах достигает 50–80%.

Сульфидно-кварцевые породы зон тектонических брекчий сложены агрегатом криптокристаллического кварца и пирита. Пирит образует идиоморфные зерна или сплошные зернистые агрегаты и прожилковидные неправильные выделения. Для сульфидно-кварцевых пород, приуроченных к экранам, характерны реликтовые структуры исходных пород. Кроме пирита в сульфидно-кварцевых породах установлены арсенипирит и аурипигмент, а на участке с медной минерализацией — энаргит халькозин и ковеллин. Почти постоянно в рассматриваемых породах отмечаются самородная сера (до 10–12%), алунит (до 5%), каолинит, барит и примесь рутила.

Монокварциты и сульфидно-кварцевые породы обогащены медью, свинцом, мышьяком, сурьмой и ртутью (спектральный анализ).

Алунитовые кварциты имеют преобладающее распространение, несут основную массу серного оруденения и в различной степени сульфидизированы; их вертикальная мощность достигает 70 м, контуры совпадают или несколько меньше контуров осернения.

Внутреннее строение залежи алунитовых кварцитов очень неоднородно, что проявляется в колебаниях вещественного состава пород, количественного соотношения в них самородной серы, алунита, кварца и сульфидов железа, а также в наличии многообразных текстур и структур руд.

Породы в основном имеют массивные и пятнистые текстуры, с реликтовыми текстурами исходных агломератовых, псефито-псаммитовых и алевропелитовых туфов. Довольно часто фиксируются брекчиевидные текстуры, обусловленные внутрирудными (синрудными) тектоническими подвижками.

Повсеместно в породах отмечаются тонкие (0,1–0,5 см) прожилки серы, алунита и пирита, а также серно-алунитовые, серно-пиритовые и редко алунито-пиритовые жилки. Зальбанды серных жилок часто выложены мелкокристаллическим пиритом.

Под микроскопом устанавливается реликтовая обломочная структура псефито-псаммитовых и реже — реликтовая порфиристая эффузивов. Количественные соотношения серы, алунита кварца и сульфидов железа варьируют в очень широких пределах.

Сера в описываемых породах распространена довольно неравномерно, содержание ее колеблется от 10–15% до 25–30%; в сере установлены повышенные содержания мышьяка, селена, магния и меди.

Количество алунита в алунитовых кварцитах варьирует от 10–15% до 70–80%; алунит имеет две разновидности: тонкодисперсную и крупнокристаллическую. Тонкодисперсный алунит образует криптокристаллические агрегаты ксеноморфных, реже ромбоэдрических или квадратного сечения табличек, обычно в смеси с мелкозернистым кварцем. Крупнокристаллический алунит образует удлиненно-призматические зерна размером 0,5–2 мм в длину. Минерал проявляет четкую пространственную связь с выделениями самородной серы, реже сульфидов железа. Взаимоотношения серы и алунита свидетельствуют о близко-одновременном отложении этих минералов из растворов.

Кварц в описываемых породах отмечается постоянно, в количестве от 10–20% (в богатых рудах) до 50–70% (в сульфидизированных, бедных серой, алунитовых кварцитах). Образует криптокристаллические агрегаты ксеноморфных зерен или различно ориентированные прожилки мощностью до 0,2 см, сложенные крупнокристаллическими нередко радиально-лучистыми зернами кварца.

Сульфиды железа, как уже нами указывалось, представлены в основном пиритом в количестве от долей процента до 15–20%. Между содержанием сульфидов железа и самородной серы существует обратная корреляционная связь.

Иногда помимо описанных минералов в алунитовых кварцитах отмечаются каолинит (до 5%), ярозит, гипс, постоянно наблюдается примесь рутила и лейкоксена.

В сульфидно-серных алунитовых кварцитах фиксируются следующие содержания (в %): меди — до 0,07, хрома — до 0,05, цинка — до 0,01, сурьмы — до 0,01, мышьяка — до 0,01, циркония — до 0,05, бария и ванадия — до 0,01%. В рудные новообразования алунитовых кварцитов кроме пирита входят арсенопирит и редко энаргит.

Серные кварциты образуют пластообразные залежи, наблюдающиеся в основном в нижней части алунитового горизонта и внутри подстилающих этот алунитовый горизонт каолинит-кремнистых пород. На участке Юбилейный серные кварциты приурочены к осевым частям крутопадающей зоны гидротермально измененных пород. Часто серные кварциты располагаются под экранами плотных эффузивов или алевропелитовых туфов, хотя с глубиной нередко фиксируются постепенные переходы серных кварцитов в слабоалунитизированные богатые руды вне зависимости от литологии исходных пород.

Текстура пород массивная, без сохранения текстурно-структурных особенностей исходных пород.

Под микроскопом серные кварциты характеризуются сетчатыми и микропйкилитовыми структурами криптокристаллического кварца и серы. Содержание серы довольно равномерно, в среднем оно составляет 30–37%. Кроме серы и кварца в руде часто отмечаются сульфиды железа (до 10%) и каолинит (до 5–7%); гораздо реже встречаются алунит (до 5%) и опал (до 2–3%). Для серных кварцитов наиболее типичны порфирировидные и переходные к порфирокластическим структуры, при которых чистая сера (иногда с микропйкилитовыми вростками кварца и алунита) образует вкрапленники размером до 2 мм. Около порфиров наблюдаются тонкие каемки прозрачной серы или тонкозернистого кварца и сульфидов железа. Основная масса представлена тонкокристаллическим агрегатом кварца и серы, часто с примесью алунита и сульфидов железа.

В серных кварцитах иногда наблюдается мелкая вкрапленность аурипигмента (спектральный анализ показал содержание мышьяка более 1%) и антимонита (до 15% от общей массы пород) в форме игольчатых кристаллов (0,1–0,3), ветвящихся прожилков и неправильных зернистых образований. Кроме антимонита, пирита и аурипигмента в серных кварцитах установлены марказит и арсенопирит. Спектральным анализом в серных кварцитах отмечаются повышенные концентрации меди (до 0,07%), марганца (до 0,03%), вольфрама (до 0,01%), сурьмы и мышьяка.

Каолинит-алунито-кварцевые породы представляют разновидность алунитовых кварцитов с содержанием каолинита более 10%. Распределение этих пород среди других гидротермально измененных пород крайне неравномерно; отмечены породы каолинит-алунит-кварцевые внутри алунитовых кварцитов, в подошве алунитового горизонта или среди преимущественно аргиллизированных разностей, на периферии рудного тела. Количественные сочетания каолинита, алунита и кварца варьируют в очень широких пределах. Под микроскопом выявляется ассоциация каолинита с тонкодисперсным алунитом. Кроме того, отмечены галлуазит и монтмориллонит, редко опал, рудные представлены пиритом и арсенопиритом.

Данные оптической диагностики пород хорошо согласуются с результатами термического анализа фракции менее 0,002 мм. На дифференциальной кривой нагревания четко выражены два эндотермических эффекта (540 и 780°С), характеризующие алунит, и эндотермический (605°С) и экзотермический (950°С) эффекты, отвечающие каолиниту.

Каолинит-кремнистые породы пользуются значительным распространением — они окаймляют (и на глубине и с поверхности) внутренние фации вторичных сероносных кварцитов. Состав пород меняется от преимущественно каолинит-кварцевых, как правило сменяющих алунитовые кварциты с глубиной в центре рудного тела, соответствующем, вероятно, осевой части рудовмещающей зоны повышенной трещиноватости, до кремнисто-глинистых пород, представляющих труднодифференцируемую смесь глинистых и кремнистых минералов — каолинита, кварца, галлуазита, монтмориллонита, тридимита, и кристобалита. Эти породы залегают на периферии рудного тела, приурочены к боковым контактам тела или развиты у выклинивания алунитовых кварцитов по падению и восстанию.

Общими для обеих разновидностей каолинит-кремнистых пород являются их повсеместная сульфидизация (от 2—5 до 20—30% пирита и марказита) и бедность самородной серой (редко — до 25%, обычно — 1—10%).

Микроскопическим изучением установлено, что обычно породы сложены каолинитом и кварцем в различных количественных соотношениях. Каолинит представлен двумя разновидностями: волокнистой, образующей псевдоморфозы по вкрапленникам или обломкам исходных пород, и криптопластинчатой, наблюдающейся чаще всего в базисе пород в тонкой смеси с мелкозернистым кварцем. Показатель преломления криптопластинчатого каолинита несколько больше, чем показатель преломления волокнистого (до 1,570).

Криптопластинчатый каолинит часто замещает волокнистый изнутри псевдоморфоз и по трещинам. Во многих шлифах отмечалось замещение каолинита серой по спайности пластинок, "разъедание" серой псевдоморфоз каолинита по вкрапленникам.

Из других минералов почти постоянно присутствуют барит (2—3%), ярозит, алунит и гипс, а также рудные минералы — пирит и арсенопирит, причем рудные новообразования часто ассоциируют с агрегатными обособлениями кварца.

Сложный состав описываемых пород подтверждается и данными термического анализа. На кривой ДТА отчетливо фиксируются эндотермический (590°С) и экзотермический (1005°С) эффекты, соответствующие эффектам каолинита. Эндотермический эффект (785°С) обусловлен, видимо, незначительной примесью алунита.

Спектральным анализом в каолинит-кремнистых породах устанавливаются повышенные содержания меди, свинца, цинка, мышьяка, бария и ванадия.

Каолинит-монтмориллонитовые породы характеризуют зоны переходов с глубиной и у боковых контактов рудной залежи каолинит-кремнистых пород в монтмориллонитизированные и слабо измененные — пропилитизированные образования. Совместно с последними они перекрывают с поверхности рудное тело, локализуясь в плотных экранирующих оруденение агломератовых туфах и эффузивах. Типичны постепенные переходы каолинит-кремнистых пород через существование каолинитовые в каолинит-монтмориллонитовые и далее в преимущественно монтмориллонитовые.

Описываемые породы характеризуются мягкостью и пластичностью, структурно-текстурные особенности первичных пород сохраняются в них во всех деталях. Повсеместно отмечаются тонкая вкрапленность или желваки сульфидов железа (до 5—10%) и прожилки гипса.

Под микроскопом обнаруживается тонкая смесь каолинита и монтмориллонита; реже наблюдается избирательное замещение каолинитом вкрапленников и обломков пород при преимущественном выполнении основной массы монтмориллонитом.

Каолинит представлен волокнистой и криптопластинчатой разновидностью; монтмориллонит образует тонкодисперсные чешуйчатые и волокнистые, слабоплеохроирующие агрегаты зеленовато-бурого цвета. Преломление монтмориллонита варьирует от 1,485 до 1,550, $n_g - n_p = 0,02$.

Из других минералов в описываемых породах отмечены криптокристаллический кварц (до 7%), гипс (1—2%), барит (1—2%) и гидрослюда (2—3%). По данным спектрального анализа, для аргиллизированных пород смешанного состава характерны повышенные концентрации меди, цинка, мышьяка и ванадия. Рудные новообразования пород представлены пиритом и арсенопиритом.

Монтмориллонитизированные и пропилитизированные породы образуют внешнюю оторочку сероносных вторичных кварцитов. Они окаймляют рудную залежь, подстилают ее на глубине и перекрывают в южной части участка с поверхности.

Монтмориллонитовые глины на 80—90% состоят из зеленовато-бурого монтмориллонита ($N=485-1,550$) с незначительной примесью каолинита. Постоянно присутствуют сульфиты железа (до 10%), гипс, вторичный кварц и реликтовые первичные минералы.

На кривой нагревания отобранной из пород фракции $-0,002$ мм четко видны эндотермические эффекты, характерные для монтмориллонита с температурой 185°C , 570°C , 710°C .

Изучение пропилитизированных эффузивов показало, что породы как правило лишь частично изменены. По плагиоклазу вкрапленников развиваются карбонат, монтмориллонит и гидрослюда, цветные минералы полностью замещены монтмориллонитом, карбонатом и нонтронитом.

В основной массе наблюдается тонкая смесь карбоната, монтмориллонита и гидрослюда. Количественные соотношения вторичных минералов колеблются в широких пределах. В подчиненном количестве и спорадически отмечены бесцветная гидрослюда, ярко-зеленый нонтронит, сапонит (?), серицит, цеолит и хлорит. В целом для описываемых пород типичен монтмориллонит-карбонатный характер изменений.

Из других вторичных минералов наиболее часто встречаются сульфиды железа (до 1—3%), кварц (до 1—2%), гипс и ярозит. Спектральным анализом в этих породах установлены повышенные содержания меди, мышьяка, цинка. Химическое преобразование пород по сравнению с исходными незначительно.

Краевые фации метасоматитов на участке Юбилейный представлены серицит-кварцевыми породами, серицит-хлорит-монтмориллонитовыми пропилитами и карбонат-хлоритовыми пропилитами. Серицит-кварцевые породы приурочены к периферическим частям крутопадающих зон гидротермально измененных пород и наблюдаются нередко в ассоциации с пропилитами. Породы представляют тонкую смесь серицита (мелкочешуйчатого мусковита) и мелкозернистого кварца. Нередко под микроскопом видно, что серицит образует псевдоморфозы по порфиоровым выделениям, а основная масса замещена мелкокристаллическим кварцем.

Кроме описанных минералов, в этих породах нередко отмечаются каолинит, замещающий серицит, андалузит в идиоморфных выделениях или неправильных зернистых массах.

Рудные новообразования пород представлены пиритом и энаргитом.

Серицит-хлорит-монтмориллонитовые прожилиты наблюдаются в зонах переходов от карбонат-хлоритовых прожилитов к серицит-кварцевым породам. Породы состоят из смеси серицита, хлорита и монтмориллонита в различных количественных соотношениях. Наблюдаются постепенные взаимопереходы: хлорит → железистый монтмориллонит → гидрослюда (типа гидромусковита) → серицит. В породах постоянно отмечаются примесь вторичного кварца (до 10%) и микровкрапленности пирита (до 2—3%).

Карбонат-хлоритовые прожилиты широко распространены у боковых контактов крутопадающих зон метасоматитов или слагают внутри последних останцы слабо измененных эффузивов.

Плаггиоклаз вкрапленников частично, реже полностью, замещен карбонатом, иногда в смеси с гидрослюдой и серицитом. По цветным минералам наблюдаются обычно полные псевдоморфозы хлорита. Основная масса представляет тонкую смесь карбоната, серицита, хлорита, пирита и реликтов первичных минералов. Нередко отмечаются тонкие (до 5 мм) жилки цеолитов анальцим-стильбит-ломонтитового состава; постоянно отмечаются зеленовато-бурый монтмориллонит, ярко-зеленый нонтронит и бесцветный глинистый минерал типа сапонита. Рудные минералы прожилитов представлены пиритом и единичными зернами халькопирита, галенита и сфалерита.

Как видно из приведенного описания метасоматитов Малетойваемского рудопроявления, в составе их широким развитием пользуются жильные образования.

Кварцевые прожилки установлены практически во всех разностях гидротермально измененных пород — от монокварцитов до прожилитов. Мощность кварцевых прожилков варьирует от сотых долей миллиметра до 4 см, падение чаще всего вертикальное, лишь в метасоматитах Центрального участка иногда наблюдается наклонное (до 50°) залегание жилок кварца. Сложены они обычно более крупнокристаллическим, чем в основной массе пород, идиоморфным кварцем, размеры отдельных кристаллов которого достигают 1,3 см по длинной оси. В составе кварцевых прожилков нередко наблюдаются карбонат, алунит, сера. В зальбандах прожилков повсеместно развиты рудные новообразования: пирит, арсенопирит, халькопирит, энаргит и др., причем, изредка в кварцевых жилках наблюдаются различно ориентированные зонки дробления, выполненные рудным минералом.

Согласно температурам гомогенизации газовой-жидких включений, образование кварцево-сульфидных (с энаргитом) жил происходило в интервале 250—350°C.

Вторым по распространенности жильным минералом метасоматитов Малетойваемского рудопроявления является сера, входящая в состав как мономинеральных, так и сложных жилок и прожилков. Мощность их варьирует от долей миллиметра до 5 мм, падение обычно вертикальное, хотя в гидротермально измененных породах Центрального участка нередко наблюдается наклонное и даже горизонтальное залегание прожилков. В зависимости от состава выделяются серные, серно-алунитовые и серно-пиритовые жилки. Кроме перечисленных минералов, в зальбандах серно-пиритовых прожилков нередко наблюдаются арсенопирит, а на участке Юбилейном — энаргит, что, видимо, свидетельствует о неоднократном открывании рудовмещающих трещин.

Алунитовые прожилки отмечаются в монокварцитах, сульфидных и алунитовых кварцитах. Мощность их также варьирует от долей миллиметра до 5—6 мм, падение прожилков обычно вертикальное. Кроме алунита в составе прожилков постоянно присутствуют сера и пирит, нередко арсенопирит или энаргит (Юбилейный участок).

В сульфидно-кварцевых породах рассматриваемого рудопроявления широко развиты рудные прожилки, сложенные обычно пиритом, пиритом и арсенопиритом, пиритом и энаргитом. Мощность этих прожилков изменяется от долей миллиметра до 3 см, падение обычно вертикальное, редко наклонное (до 60°), контакты четкие. Кроме рудных минералов в прожилках постоянно присутствует примесь кварца, серы и алунита. Более редки прожилки андалузит-диаспор-алунитового состава (в монокварцитах); ветвящиеся жилки антимонита в серных кварцитах, прожилки гипса в аргиллизированных породах и жилки цеолитов в эпидотсодержащих пропилитах. Изложенный материал по вещественному составу метасоматитов и жильных образований Малетойваймского рудопроявления свидетельствует о наложенном характере оруденения, в том числе и серного: В.М. Еркин [39] наблюдал "разъедание" серой псевдоморфоз каолинита по вкрапленникам эффузивов в каолинит-кремнистых породах, а также замещение серой каолинита по спайности пластинок последнего.

Идиоморфизм медных минералов по отношению к сере и наличие прожилков серы в энаргите показывают, что серное оруденение сформировалось на завершающих стадиях рудообразующего процесса.

В распространении измененных пород различного состава на месторождении проявляется вертикальная и горизонтальная зональность, достаточно полно описанная Г.М. Власовым и др. [25].

Латеральная зональность метасоматитов в общих чертах проявляется в последовательном выклинивании к периферии поля измененных пород более сильных изменений и замещении их более слабыми.

Относительно слабое проявление трещинной тектоники в пределах наиболее хорошо изученного участка Малетойваймского рудопроявления, а также ненарушенность экранов — водоупоров способствовали миграции гидротермальных растворов в поверхностной обстановке по полого залегающим водоносным горизонтам, что обусловило формирование субвертикальной, часто асимметричной [39] зональности.

Октябрьское рудопроявление меди расположено в верхней части долины р. Энынгвайм. Рудопроявление обнаружено и опробовано при геолого-съёмочных работах. Рудообразование на данном проявлении, по мнению исследователей, Камчатского геологического управления, парагенетически связано с завершающей фазой становления позднеплиоцен—четвертичных экструзивных образований роговообманковых андезитов. Проведенное нами дополнительное изучение вещественного состава руд и метасоматитов рудопроявления позволило значительно расширить список рудных минералов участка, а также уточнить структурную и возрастную позицию оруденения на данном проявлении.

В геологическом строении района рудопроявления широкое участие принимают эффузивно-пирокластические образования среднего состава, отнесены всеми исследователями к корфовской свите позднеогенового возраста, разделяемой на нижне- и верхнекорфовскую подсвиты. Первая представлена на участке лавами дупироксеновых андезитов и горизонтами туфов того же состава от агломератовой до лапильи. В туфах иногда наблюдаются прослои бурых углей. Верхняя подсвита представлена преимущественно андезитами, слагающими пологозалегающие лавовые покровы.

Разрез верхней подсвиты венчается роговообманковыми андезитами и андезито-дацитами (рис. 8).

Наибольшим площадным распространением в пределах рассматриваемого участка пользуются интрузивные образования диоритовых порфиритов и их брекчий и экструзии роговообманковых андезитов. Диоритовые порфириты субвулканической фации глубинности представляют интрузивные аналоги единой вулканоплутонической формации верхнемиоцено-плиоценового возраста, эффузивная составляющая которой предствалена нижнекорфовскими андезитами и их туфами. Становление экструзий роговообманковых андезитов связано с завершающими стадиями накопления вулкаников верхнекорфовской (плиоцен—нижний плейстоцен) толщи.

Гидротермально измененные породы и рудная минерализация участка локализуются исключительно в образованиях нижнекорфовской толщи и в субвулканических интрузиях диоритовых порфиритов. Верхнекорфовские экструзии андезитов гидротермальными процессами практически не затруднены.

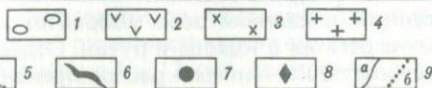
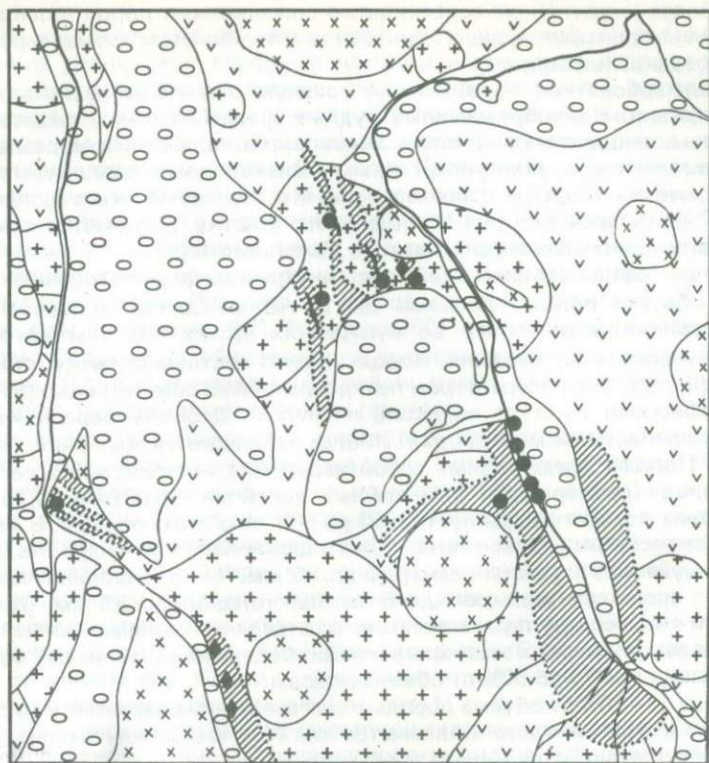
Гидротермально измененные породы образуют линейные и дугообразные зоны, имеющие длину до 500—600 м и мощность до 250 м. Наиболее полно разрез гидротермально измененных пород представлен в зоне метасоматитов, закартированной на левобережье руч. Мутного (рис. 8); на левобережье руч. Мутного и в глыбовых развалах кварц-карбонатных пород в русле этого ручья установлены максимальные концентрации меди и наиболее полный парагенезис рудных новообразований участка. Представлены метасоматиты монокварцитами, кварц-карбонатными разностями, алунитовыми и каолинитовыми кварцитами, алунит-каолинитовыми породами и пропилитами.

Монокварциты слагают центральные части зон измененных пород и распространены крайне незначительно. Породы имеют крупнозернистую, гранобластовую структуру, иногда хорошо диагностируется реликтовая порфиоровая структура. Вкрапленники плагиоклаза (?) исходной породы замещены более крупнокристаллическим чем основная масса прозрачным кварцем (размер зерен до 0,05 мм). По основной массе с полным замещением развивается тонкозернистый агрегат кварца (зерна размером в тысячные доли миллиметра) с тонкой рудной и глинистой пылью. Кроме кварца отмечаются отдельные зерна циркона, рутила и лейкоксена. Породы в различных направлениях пересекаются тонкими (сотые доли миллиметров) прожилками прозрачного кварца II генерации и каолинита. Иногда в монокварцитах наблюдаются различно ориентированные прожилки сложного кварц-халцедонового состава. Изредка в монокварцитах наблюдается карбонат в ассоциации с более крупнозернистым кварцем (доли процента).

Рудные новообразования монокварцитов представлены пиритом, а также рутилом.

Кварц-карбонатные породы слагают центральные части зон измененных пород и достигают мощности 5,5—6,2 м; они несут основную массу медного оруденения. Породы плотные, массивные, зеленовато-серого цвета, как правило с многочисленными налетами медной зелени и азурита. Структура пород гранобластовая, сложены они кварцем, количество которого варьирует от 40% до 80% и карбонатом — от 15 до 60% от объема породы. Постоянно присутствуют каолинит (менее 1%) и рудный минерал (до 15%).

Кварц образует неравномерозернистый агрегат двух генераций. Кварц I генерации (размер зерен от тысячных долей миллиметра до 0,05 мм) обычно мутный, с рудной и глинистой пылью. Кварц II генерации более крупнозернистый (до 0,1 мм), прозрачный, образует прожил-



Р и с. 8. Схематическая геологическая карта участка Октябрьского

1—рыхлые четвертичные отложения: аллювиальные образования, глины коры выветривания; 2—нижнекорфовская подсвита (верхний миоцен—плиоцен): рогово-обманковые, двупироксеновые и плагиоклазовые андезиты, их туфы с линзами и прослоями углей, туфобрекчии среднего состава; 3—экструзивное образование, комагматичное породам верхнекорфовской подсвиты (плиоцен—нижний плейстоцен): авгит-биотитовые и роговообманковые андезиты, дациты; 4—диоритовые порфириты, комагматичные отложения нижнекорфовской подсвиты (плиоцен); 5, 6—гидротермальные образования; 5—каолинитовые, кварц-каолинитовые и алунит-каолинитовые породы; 6—монокварциты и брекчии монокварцитов с карбонатным цементом и медной минерализацией; 7—медная минерализация; 8—мышьяковистая минерализация; 9—геологические границы: а—интрузивные и стратиграфические, б—между фаціальными разностями пород

ковидные агрегаты, линзочки и встречен в виде гнезда размером до 1,2—1,8 мм. С кварцем II генерации постоянно ассоциирует карбонат, образующий ксеноморфные по отношению к кварцу зерна размером до 1,2 мм или многочисленные тонкие (до 0,15 мм) различно ориентированные прожилки цементирующие обломки кварца монокварцита. В отдельных случаях в кристаллах карбоната наблюдаются мелкие (тысячные доли миллиметра) обломки кварца, обычно имеющие неправильную остроугольную форму.

Наиболее характерной особенностью описываемых пород является постоянная ассоциация рудных минералов с карбонатом, цементирующим брекчированный кварц.

Кварц-карбонатные породы несут главную рудную нагрузку этого рудопроявления. Новообразованные рудные минералы в них представлены энаргитом, люцитом, борнитом, халькопиритом, дигенитом, реальгаром и аурипигментом, а также гипергенными халькозином, ковеллином, азуритом и гетитом. Пирит, в отличие от руд Малетойвямского рудопроявления, не характерен для руд Октябрьского участка, встречается обычно в количестве единичных зерен, редко до 1% объема пород.

Каолинитовые кварциты окаймляют внутренние фации вторичных кварцитов, образуя полосы шириной до 15—18 м. Состав их меняется от кварц-каолинит-алунитового во внутренних частях подзоны до кварц-каолинитового — во внешних. Породы имеют светлую окраску, они рыхлые, пористые. Структура пород лепидогранобластовая, нередко реликтовая порфирировая текстура пористая, пятнистая. Сложены породы кварцевыми и глинистыми минералами. Иногда наблюдаются карбонат, барит и ярозит. Породы представляют собой неравномерnozернистый агрегат зерен кварца (размер зерен от тысячных долей миллиметра до 0,15 мм), содержание которого варьирует до 50 до 80% от объема породы. В кварцевой массе рассеяны отдельные чешуйки и целые каолинит-гидрослюдистые тонкочешуйчатые агрегаты размером до 1,2 мм. Чистый каолинит изредка образует прожилки размером до 5 мм при толщине до 2,5 мм. Вместе с каолинит-гидрослюдистым агрегатом в отдельных шлифах отмечается ярозит в редких мелких землястых массах. Содержание глинистых минералов варьирует от 10 до 50% от объема породы.

Алунит (1—10% от объема породы) слагает мелкие лапчатые кристаллы размером в тысячные доли миллиметра или агрегаты между зернами кварца. Оптические свойства минерала обычны.

Кроме перечисленных, в каолинитовых кварцитах установлены еще барит в очень мелких агрегатах в кварце и рутил. Содержание карбоната в породах иногда достигает 20%. Минерал распространен в породе очень неравномерно, образует гнезда и тонкие различно ориентированные прожилки. С карбонатом постоянно ассоциируют рудные минералы: энаргит, халькопирит, дигенит, пирит и гипергенные халькозин, кавеллин, малахит, азурит, гетит. В бескарбонатных разностях установлены только халькопирит и пирит.

На правобережье руч. Дикого обнаружены своеобразные бескварцевые алунит-каолинитовые породы, образующие в пропилитизированных диоритовых порфиритах зону аргиллизации мощностью 15 м, имеющую вертикальное падение и простирающие 275—280°. Породы ярко-желтого и желтовато-серого цвета, обохрены по трещинам, с линзочками и прожилками рудного минерала мощностью до 1—2 мм.

Породы имеют реликтовую порфириковую структуру, вкрапленники исходной породы замещены алунитом, образующим неправильные кристаллы размером до 0,3 мм. Содержание алунита достигает 30% от объема породы. Основная масса первичных пород замещена слабо-зеленоватым алунитовым агрегатом с низким двупреломлением. Содержание каолинита достигает 60% от объема пород.

Рудные новообразования алунит-каолинитовых пород представлены энаргитом, люцитом, пиритом, халькопиритом и рутилом.

Внешним обрамлением зон измененных пород на участке рудопроявления Октябрьском являются аргиллизированные (пропилитизированные)

породы, составляющие основную массу метасоматитов. Породы хорошо сохранили реликтовую порфиоровую, микролитовую структуры основной массы; они массивные, плотные. Изменением затронуты вкрапленники темноцветных минералов, полностью замещенные монтмориллонит-гидрослюдистым агрегатом бурого цвета, и основная масса пород, по которой развивается этот глинистый агрегат. Плаггиоклаз сохраняется свежим, лишь по тонким трещинам в нем развивается монтмориллонит. Кроме глинистых минералов в породе обнаружен также новообразованный кварц, развивающийся по основной массе и по вкрапленникам плаггиоклаза. Минерал образует мелкие (до сотых долей миллиметра) единичные зерна и небольшие агрегаты. Содержание кварца в породе достигает 10%. Подобные породы по мнению В.Л. Русинова [80], могут быть отнесены к пропилитам с большой долей условности, правильнее их сопоставлять с аргиллизитами. Рудные минералы описанных пород представлены пиритом, реальгаром, рутилом и гипергенным гетитом.

Как видно из изложенного материала, метасоматиты Октябрьского участка отличаются от гидротермально измененных пород Малетоявямского рудопроявления не только распространенностью, но и вещественным составом. Эти отличия заключаются прежде всего в развитии в осевых частях зон метасоматитов гидротермальных брекчий — продуктов дробления вторичных кварцитов, сцементированных карбонатом. С карбонатом связано отложение главной массы рудных минералов.

Алнейское проявление серы расположено в центральной части вулканотектонической структуры Алней-Чашаконджа в Срединном хребте Камчатки на широте пос. Ключи и приурочено к жерловой фации позднемиоцен—плиоценового палеовулкана (см. рис. 1).

С завершающей стадией магматической деятельности плиоценового возраста в пределах описанной ранее структуры (см. гл. III) связано формирование крупной зоны метасоматитов, локализующейся исключительно в дочетвертичных эффузивно-пирокластических образованиях. Измененные породы слагают зону площадью 10—12 км², большая часть зоны (около 95%) закрыта современным ледником и его мореной. Обнажаются метасоматиты в стенках ледникового цирка, а также в бортах некоторых распадков.

Метасоматиты Алнейского проявления представлены в основном алуниносодержащими породами с кварцем и опалом и пропилизитизированными разностями. В подчиненном количестве установлены монокварциты и кварц-каолиновые породы. На контакте вторичных кварцитов и пропилизитов развиваются аргиллизированные (монтмориллонитизированные) разности метасоматитов.

Монокварциты слагают центральную часть зоны; мощность монокварцитов составляет 2,5—3 м, они микропористые, массивные; структура пород гранобластовая, текстура массивная, иногда прожилковая. Породы представляют собой мелкозернистый агрегат кварца с размером кристаллов до 0,1 мм с незначительной (доли процента) примесью глинистого материала. Нередко в монокварцитах наблюдаются различно ориентированные прожилки мощностью до 0,5 мм, выполненные водяно-прозрачными кварцем и халцедоном. Халцедон выполняет пустоты различной конфигурации, слагает колломорфные агрегаты с зонами роста. Рудные новообразования в монокварцитах представлены единичными зернами пирита, нередко с вкрапленниками арсенипирита.

Алуниновые кварциты обрамляют монокварциты и представлены двумя разновидностями: собственно алуниновые кварциты и алунино-опаловые породы. Алунино-опаловые породы в коренном обнажении не обнаружены,

слагают, видимо, верхнюю часть зоны измененных пород. Представляют собой массивные образования с гранобластовой или реликтовой порфиrowой структурой и брекчиевидной, прожилковой миндалекаменной текстурой. Сложены алунитом и опалом примерно в равных количествах, причем в первично обломочных породах опалом замещаются обломки пород, а алунитом — цемент. В эффузивах опалом замещается основная масса, а алунитом замещаются вкрапленники и микролиты. Горизонтальная мощность собственно алунитовых кварцитов составляет 35—40 м. Структура пород гранобластовая, нередко реликтовая порфиrowая, текстура массивная. Сложены породы тонкозернистым кварцем (размер зерен от тысячных долей миллиметра до 0,1 м), количество которого варьирует от 45 до 60%, и алунитом, образующим лапчатые агрегаты размерами до 0,15 мм, таблитчатые кристаллы и прожилки мощностью 0,1—0,05 мм. В породах постоянно присутствует примесь каолинита (до 1%), рутила и лейкоксена. На кривой дифференциального термического анализа фракции — 0,002 мм каолинит фиксируется эндотермическим и экзотермическим пиками с температурой соответственно 580°С и 990°С. Алунит характеризуется двумя эндотермическими пиками — 580°С и 810°. Содержание серы в породах достигает 35% [25]. Содержание пирита в описываемых разностях варьирует от долей процента до 20%, причем характерно, что только в обогащенных пиритом породах обнаружены энаргит и халькопирит. С пиритом постоянно ассоциирует и арсенопирит.

Подзона каолиновых кварцитов имеет мощность 20—25 м. Сложена светлыми массивными породами с лепидогранобластовой, реликтовой порфиrowой структурой. Содержание кварца в них варьирует от 50 до 80%, каолинита — от 20 до 50%. Размер зерен кварца — тысячные доли миллиметра, редко — до 0,15 мм. Каолинит слагает мелкочешуйчатые агрегаты, иногда в смеси с монтмориллонитом, размер агрегатов составляет до 5 мм. Реже наблюдаются тонкие сетчатые прожилки чистого каолинита. Отмечается постоянная примесь опала и единичных зерен барита. На дифференциальной кривой термического анализа фракции — 0,002 мм каолинит фиксируется двумя пиками (эндо- и экзотермический) при температурах соответственно 580°С и 990°С. Эндотермические пики с температурой 160°С, 670°С и 960°С обусловлены примесью монтмориллонита. Рудные новообразования кварц-каолиновых пород представлены пиритом и очень редко арсенопиритом.

Монтмориллонитизированные породы являются внешним обрамлением метасоматитов формации вторичных кварцитов и образуют подзону мощностью 20—25 м. Структура пород реликтовая, порфиrowая, микролитовая. Сложены породы на 85—90% монтмориллонитом, иногда имеют примесь в виде гидрослюд, редко — хлорита. В породах постоянно присутствует кварц, образующий гнезда размером до 0,5 мм и короткие прожилки. Содержание кварца не выше 5%. Термическим анализом фракции размером — 0,002 мм подтверждаются данные оптической диагностики минералов группы глин. На кривой ДТА отчетливо фиксируются эндотермические эффекты монтмориллонита и гидрослюд. Рудные новообразования этих пород представлены пиритом и арсенопиритом.

Пропилитизированные разности метасоматитов представлены на Алнейском участке низкотемпературной хлорит-монтмориллонитовой фацией. Структура пород реликтовая порфиrowая, вторичные минералы представлены хлоритом и монтмориллонитом, образующими агрегаты, развивающиеся по основной массе первичных эффузивов и по вкрапленникам темноцветных минералов. В ассоциации с хлоритом и монтмориллонитом

отмечены единичные мелкие зерна эпидота. Плаггиоклаз исходных пород практически свежий, лишь по трещинам в его кристаллах развиваются тонкие (тысячные доли миллиметра) прожилки монтмориллонита с примесью единичных зерен цеолитов и карбонат. Порода, как правило, брекчирована, по трещинам иногда наблюдаются прожилки кварц-хлорит-монтмориллонитового состава. Рудные минералы пропилитов представлены первичным титаномагнетитом и замещающим его пиритом.

Суммарная видимая мощность описанной нами части зоны составляет 120—150 м, простирание ее северо-западное 320°. В распределении метасоматитов устанавливается отчетливая горизонтальная зональность, подобная ранее описанной на Октябрьском участке рудопроявления (от центра к периферии): монокварциты — алунитовые кварциты (опалиты) с серой и повышенным содержанием (до 20%) сульфидов — кварц-каолинитовые разности — монтмориллонитизированные породы — низкотемпературные пропилиты.

Кроме описанных метасоматитов в основании южной стенки цирка установлены кварц-серицитовые разности измененных пород, что в совокупности с другими данными подчеркивает сходство геологической позиции и строения Малетойваямского и Алнейского рудопроявлений.

Кроме описанных выше участков развития позднеэоценовых метасоматитов, подобные по вещественному составу и возрасту гидротермально измененные породы детально изучены на Ветроваямском месторождении серы в Корякском нагорье [39] и на месторождении р. Половинной в Срединном хребте Камчатки [31]. Общим для гидротермально измененных пород позднеэоценового возраста на всех месторождениях и проявлениях является: широкое развитие алунитсодержащих вторичных кварцитов и низко-среднетемпературных пропилитов, развитие зональности измененных пород алнейского [15] типа, широкое развитие серной минерализации и локализация зон измененных пород в центральной или латеральной части позднемиоцен—плиоценовых палеовулканов.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА И ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

К настоящему времени накоплен значительный материал по вещественному составу и геологической позиции четвертичных метасоматитов Камчатки. Специальные работы по метасоматитам в районах выхода термальных источников проводились сотрудниками Института вулканологии С.И. Набоко, С.Ф. Главатских, А.С. Огородовой, Г.Г. Храмовой и др. Кроме того, геологами описаны четвертичные метасоматиты на целом ряде вулканов Камчатки. При полевых исследованиях нами изучены вещественный состав и металлоносность ряда зон измененных пород на вулканах Накинский, Чашаконджа, Белый и др.

Имеющийся материал по вещественному составу и геологической позиции гидротермально измененных пород Камчатки позволяет наметить в четвертичной истории три этапа гидротермальной деятельности. Первый из них приходится на нижний—средний плейстоцен и связан с завершающими стадиями формирования андезитовых стратовулканов. Начало второго этапа образования метасоматитов по времени совпадает с началом третьего (посткальдерного) этапа вулканизма на Камчатке (конец плейстоцена—начало голоцена), характеризующегося массовыми излияниями базальтов ареального типа и образованием крупных современных вулканических

построек [102]. Метасоматиты второго этапа пространственно и генетически тесно связаны с современными гидротермальными системами. И наконец, в верхинных частях современных действующих вулканов формируются своеобразные сольфатарно измененные породы (третий этап четвертичной газо-гидротермальной деятельности).

Асинхронность развития вулканических циклов в пределах отдельных структурных зон и участков нашла свое отражение и во временном совмещении этапов формирования четвертичных гидротермально измененных пород. Изменение состава гидротерм от натриево-хлоридных перегретых в молодых гидротермальных системах к хлоридно-сульфатным перегретым и далее к сульфатно-углекислым теплым — более древним систем [58] отражается не только на масштабах метасоматоза вмещающих гидротермальные системы пород, но и на составе метасоматитов.

Гидротермально измененные породы первого этапа четвертичной метасоматической деятельности характеризуются большим сходством метасоматических колонок на вулканах различных структурно-формационных зон, что обусловлено, видимо, близостью состава газогидротерм, отражающей сходный состав эффузивных и экструзивных образований.

Гидротермально измененные породы вулкана Начикинского слагают зону мощностью 350 м и протяженностью 2,5 км. Положение зоны обусловлено её приуроченностью к центральной части аппарата. Гидротермально измененные породы развиваются по андезитам и туфам среднеплейстоценового возраста. В строении зоны принимают участие кварц-каолиновые метасоматиты, монтмориллонитизированные породы и пропилиты. Структура и текстура исходных эффузивов и туфов в метасоматитах, как правило, хорошо сохраняются.

Кварц-каолиновые разности слагают центральную часть зоны измененных пород и мощность их достигает 130—150 м. По основной массе исходных эффузивов широко развиты кварц и каолинит примерно в равных количествах. Вкрапленники плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов замещаются преимущественно каолинитом и каолинит-монтмориллонитовым агрегатом с примесью небольшого количества кварца. В породах постоянно в виде примеси отмечаются карбонат, цеолит, хлорит и лейкоксен, что свидетельствует о низкой переработке первичных эффузивов и туфов. Рудные новообразования представлены в основном пиритом и лейкоксеном, замещающим первичный титаномagnetит.

На границе кварц-каолиновых метасоматитов и пропилитов узкой полосой (10—15 м) развиты монтмориллонитизированные породы, с плохо сохранившейся реликтовой порфировой или обломочной структурой, состоящие на 85—90% из монтмориллонита. По вкрапленникам развивается, как правило, глинисто-гидрослюдистый агрегат. На кривой термического анализа монтмориллонит хорошо диагностируется по эндотермическим эффектам с температурой 150°С, 640°С и 850°С.

Внешним обрамлением зоны измененных пород на вулкане Начикинском являются пропилиты, мощность которых достигает 180—200 м. Вкрапленники пироксена исходных пород замещены хлоритом и монтмориллонит-гидрослюдистым агрегатом. Плагиоклаз альбитизирован, интенсивно замещается карбонатом и агрегатами глинисто-гидрослюдистого состава. По основной массе развивается хлорит, гидрослюды и кварц, образующий изредка агрегаты с гранобластовой структурой. Рудные новообразования в пропилитах представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, гипергенными минералами.

На вулкане Чашаконджа в прикратерной части выявлены крупная по площади (около 10 км^2) зона гидротермально измененных пород, развитых по среднечетвертичным андезитам вулкана и по породам прорывающей их терминальной экструзии андезитов (рис. 9). Сложена зона монокварцитами, алунитовыми кварцитами и опалитами, кварц-каолиновыми и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми разностями и пропилитизированными породами; 90—95% площади зоны закрыто современным ледником, наиболее полно разрез измененных пород представлен в поле развития экструзивных образований.

Монокварциты слагают центральную часть зоны метасоматитов. Мощность их достигает 1,5—2,5 м. Сложены они микрозернистым кварцевым агрегатом с примесью тонкодисперсной глины и землистых мелких агрегатов ярозита. Содержание последних достигает 2% от объема породы.

Алунитосодержащие разности пород в пределах описываемого участка пользуются максимальным распространением и представлены алунитовыми кварцитами, гипсометрически выше сменяющимися алунит-опаловыми с глиной породами. Первые из них сложены кварцем и алунитом примерно в равных количествах, с прожилками и агрегатными выделениями (по вкрапленникам) алунита на фоне равномернозернистого кварц-алунитового агрегата основной массы. В породах постоянно присутствует ярозит (до 40% площади шлифа), слагающий тонкозернистые агрегаты.

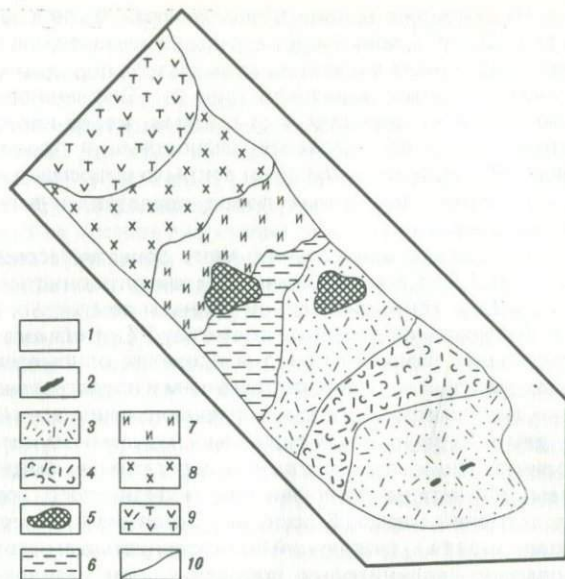
В алунит-опалово-каолиновых породах алунит развивается по стенкам пустот и слагает многочисленные прожилки, содержание составляет не более 15%. Опал замещает вкрапленники и микролиты плаггиоклаза исходных эффузивов. Основная масса их замещена каолинитом, содержание которого достигает 40%. В породах также постоянно присутствует ярозит (до 3%).

Кварц-каолиновые метасоматиты являются внешним обрамлением пород формации вторичных кварцитов и сложены тонкокристаллическим кварцем (45—50%) и каолинитом или каолинит-гидрослюдистым агрегатом (до 50%). На кривой дифференциального термического анализа каолинит и гидрослюда хорошо диагностируются по эндо- и экзотермическим эффектам с температурой 140°C , 595°C и 950°C . Кроме описанных выше минералов, в каолиновых кварцитах отмечены также алунит (доли процента) и барит (до 1%).

Гидрослюдисто-монтмориллонитовые породы развиваются по границе между вторичными кварцитами и пропилитами. Внутренние фации этих пород кроме гидрослюды и монтмориллонита содержат нередко примесь кварца (до 15%), опала (до 20%) и алунита (доли процента). Среди глинистых минералов в них иногда наряду с монтмориллонитом присутствует и каолинит. Внешняя часть подзоны гидрослюдисто-монтмориллонитовых пород обычно на 85—95% сложена глинистыми минералами.

Пропилитизированные породы слагают внешнюю часть зоны метасоматитов и представлены слабо измененными разностями, относимыми к пропилитам с известной долей условности. Вторичные минералы в пропилитизированных андезитах представлены монтмориллонитом, развивающимся по основной массе и вкрапленникам темноцветных, и цеолинитом, вместе с глинистым минералом, выполняющим тонкие (тысячные доли миллиметра) прожилки во вкрапленниках плаггиоклаза.

Спектральным и нейтронно-активационным анализами в метасоматитах вулкана Чашаконджа выявлены повышенные концентрации ртути, сурьмы, мышьяка и олова.



Р и с. 9. Схема распространения гидротермально измененных пород в центральной части вулкана Чашаконджа

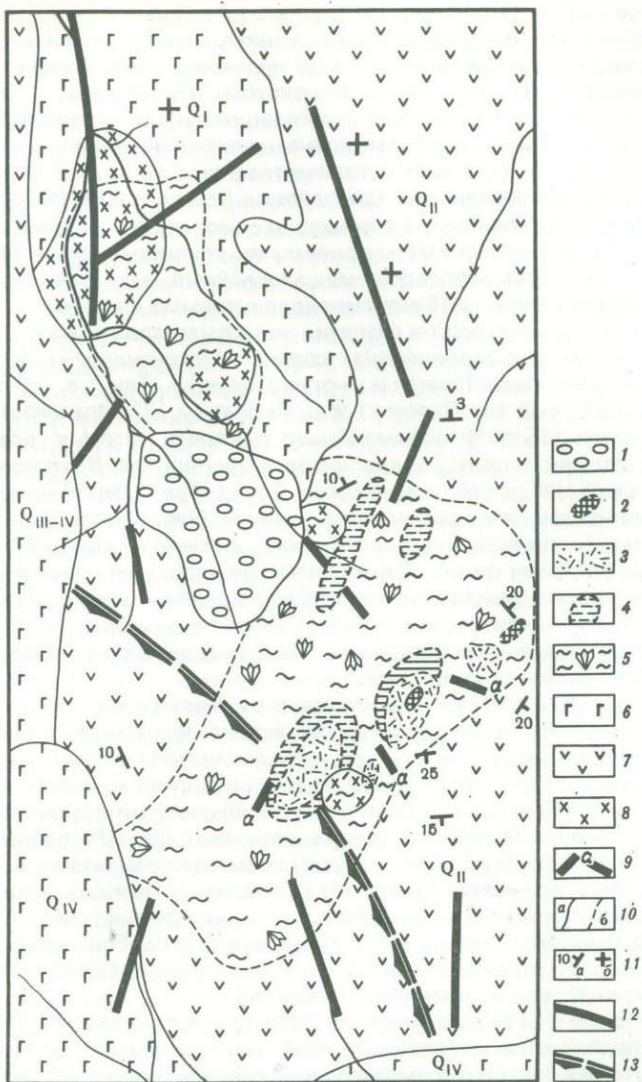
1—современный ледник; 2—монокварциты; 3—алунитовые кварциты; 4—алунит-опаловые породы; 5—огилсованные метасоматиты; 6—каолинитовые кварциты; 7—гидрослюдисто-монтмориллонитизированные породы; 8—пропилитизированные андезиты среднеплейстоценовой экструзии; 9—среднеплейстоценовые андезито-базальты и базальты, туфы; 10—геологические границы

Гидротермально измененные породы вулкана Богачевского в хребте Гамчен (Восточная Камчатка) занимают площадь 4 км², представлены кварц-халцедоновыми породами, алунитовыми опалитами, опал-каолинитовыми и пропилитизированными разностями (рис. 10) и развиваются по среднеплейстоценовым андезитам.

Кварц-халцедоновые породы встречаются в делювиальных свалах и слагают, видимо, четковидные жилоподобные тела мощностью 15—25 см. Сложены породы халцедоном (60—70%), образующим сферолитовые агрегаты размером до 0,4 мм, и кварцем, слагающим в халцедоновой массе гнезда и прожилковидные агрегаты размером до 5 мм.

Алунитовые опалиты сохраняют реликтовую порфировую структуру исходных эффузивов. Сложены они алунитом (от 50 до 70%), опалом (10—25%) и тридимитом (до 15%). Опал развивается по вкрапленникам, агрегаты его достигают 1 мм и рассекаются тонкими прожилками алунита, который замещает и основную массу первичных пород. Первичный тридимит сохраняется в форме идиоморфных кристаллов с характерными клиновидными двойниками размером 0,1—0,15 мм, титаномагнетит первичных пород полностью замещен лейкоксеном.

Опал-каолинитовые породы образуют внешнюю подзону вторичных опалитов или слагают самостоятельные тела (без алунитового ядра). Сложены породы каолинитом (50—70%) и опалом (до 30%). Из первичных минералов определен кристобалит, слагающий мелкозернистые агрегаты на стенках пустот.



Р и с. 10. Схема распространения гидротермально измененных пород вулкана Богачевского

1—ледниковые отложения; 2—кварц-халцедоновые породы; 3—алунитовые опалиты; 4—каолинит-опаловые породы; 5—монтмориллонитизированные породы с цеолитами; 6—базальты: Q_I—нижнеплейстоценовые; Q_{III-IV}—верхнеплейстоценовые-голоценовые; Q_{IV}—голоценовые; 7—среднеплейстоценовые андезиты и их туфы; 8—экструзии андезитов среднеплейстоценового возраста; 9—дайки андезитов среднеплейстоценового возраста; 10—геологические границы (а) и границы фаций измененных пород (б); 11—залегание пород: а—наклонное; б—горизонтальное; 12—разрывные нарушения; 13—кальдерообразующий разлом

Наиболее широким площадным распространением на вулкане Богачевском пользуются монтмориллонитизированные породы. Плаггиоклаз вкрапленников замещается цеолитом в виде прожилковидных мелких агрегатов и буровато-зеленым монтмориллонитом. Пироксены замещены обычно пластинчатым хлорит-монтмориллонитовым агрегатом зеленовато-бурого цвета, а основная масса замещена цеолит-глинистым агрегатом, иногда с примесью небольшого количества опала. Изредка в породах отмечаются мелкие разрозненные кристаллики барита и ярозита. В пустотах иногда наблюдается карбонат в ассоциации с цеолитами и глиной. Дифференциальный термический анализ показал, что глинистые образования описанных пород представляют собой смешанослойный минерал типа гидрослюда—монтмориллонит с 15 монтмориллонитовыми слоями.

Кроме описанных участков развития метасоматитов первого этапа, последние известны на стратовулканах среднеплейстоценового возраста (Белый, Кизимен, Конради, Гамчен и многих других). Так, в центральной части вулкана Белый (хр. Тумрок) В.С. Петровым [71] описана значительная по площади (15 км²) зона метасоматитов, среди которых представлены две формации: вторичных кварцитов и пропилитов. В составе формации вторичных кварцитов установлены (от центра к периферии): опалиты — алунит-кварц-опаловые породы — алунит-каолинитовые разности — аргиллизиты (каолинит, монтмориллонит, диккит) — серицит-гидрослюдисто-кварц-опаловая фация. Периферическая часть зоны сложена средне- и низкотемпературными пропилитами. Среднетемпературные породы представлены хлорит-альбитовыми и эпидот-хлорит-альбитовыми разностями, низкотемпературные, преобладающие по площади породы представлены хлорит-карбонатными разностями.

В строении зоны измененных пород у оз. Теплякова (район вулкана Кизимен) участвуют монокварциты, слагающие прерывистые линзообразные тела мощностью до 2 м, опал-алунит-каолинитовые кварциты и аргиллизированные породы, образующие переходную ступень между формацией вторичных кварцитов и пропилитами. Последние интенсивно пиритизированы. Пропилитизированные породы занимают 65—70% площади зоны измененных пород и представлены адуляровыми пропилитами, в которых вкрапленники плаггиоклаза полностью или частично замещены адуляром, а вкрапленники пироксена и амфибола — тонкозернистым агрегатом глинистого минерала группы монтмориллонита и карбонат-цеолитовыми пропилитами, в которых новообразования представлены глинистым минералом, карбонатом, цеолитом и кварцем.

На всех описанных выше участках развития метасоматитов достаточно четко подтверждается их доледниковый (доверхнеплейстоценовый) возраст. Развита эта зона метасоматитов как правило в породах базальтовых щитовых или андезитовых стратовулканов.

Типы метасоматитов и масштаб проявления метасоматизма на втором этапе определяются не только составом современных метаморфизирующих растворов, но и длительностью существования гидротермальных систем. Так, если для наиболее длительно существующих гидротермальных систем с хлоридно-натриевыми водами характерны значительные по размерам поля метасоматитов, то на участках проявления сероводородно-углекислых терм при меньших размерах полей измененных пород степень переработки последних гораздо более высокая — изменение сопровождается выносом почти всех первичных компонентов и образованием моноопалитов и глин.

Так, приповерхностная зона измененных пород на термальном поле

Южно-Камбальных паровых струй [62] формируется на участке выхода газо-гидротерм преимущественно аммонийно-сульфатного состава.

На поверхности измененные породы представлены обеленными, опализованными разностями с небольшим количеством алунита и кальцита. На глубине 0,1 м под опаловыми породами вскрывается монтмориллонитовая глина с небольшим количеством опала и кварца. На глубине 1 м вскрыты каолинит-монтмориллонитовые глины.

Гидротермально измененные породы, связанные с перегретыми термами хлоридно-натриевого состава, детально изучены на Паужетском месторождении термальных вод и в кальдере Узон, причем разнообразие по составу, температуре и кислотности воды кальдеры Узон обусловили и многообразие фаций гидротермально измененных пород. Наиболее высокотемпературные метасоматиты кальдеры [33] приурочены к зоне вскипания хлоридно-натриевых вод и представлены кварц-адуляровой разностью. В процессе образования этих метасоматитов происходит интенсивное обогащение породы кремнеземом (до 86%) и K_2O при одновременном выносе Al_2O_3 и Na_2O . На Паужетском месторождении термальных вод [57] по керну скважин выделяются четыре вертикальные зоны изменений (сверху вниз): каолинизации, хлоритизации, цеолитизации и пропицитизации, с широким развитием каолинита, опала и пирита в поверхностной зоне и цеолитов, адуляра, альбита, кварца, кальцита, хлорита, эпидота и других минералов в более глубинных зонах.

Ниже уровня грунтовых вод отмечаются монтмориллонит-цеолитовые разности метасоматитов.

Гидротермальный метаморфизм пород на участках разгрузки Паратунских и Нальчевских терм [57] выражается в пропицитизации пород.

Метасоматиты третьего, современного этапа четвертичной газо-гидротермальной деятельности развиты на fumarольных площадках действующих вулканов (Ичинском, Авачинском, Мутновском, Дзензуре и др.). Общим является широкое развитие опализации, аргиллизации и огипсования. Нередко в метасоматитах этого этапа отмечается алунит и как правило — самородная сера эксгаляционного генезиса.

Анализ материала по металлоносности продуктов четвертичной газо-гидротермальной деятельности [84, 85 и др.] позволяет выделить в антропогенной истории Камчатки определенные этапы рудной минерализации, характеризующиеся специфическими геодинамическими условиями и в связи с этим определенными рудными парагенезисами или количественными соотношениями. Если, с одной стороны, для каждого этапа характерен почти полный набор металлов всего орогенического цикла, то с другой — образующиеся при этом парагенезисы различаются по P-T условиям формирования. Так, в продуктах современной fumarольной деятельности наиболее устойчивыми формами являются OH^- , SO_4^{2-} и CO_3^{2-} ; соединения металлов, или аккумуляция металлов, происходит в нерудных и породообразующих минералах.

Для современных гидротермальных систем также характерен полный набор металлов орогенического цикла, но они не образуют промышленных концентраций (ртутные месторождения Салфэр-Бэнк и Монте-Амиата составляют, скорее, исключение); и устойчивыми являются лишь низкотемпературные минеральные парагенезисы (Sb, Hg, As).

Среди рудных компонентов метасоматитов средневерхнеплейстоценового этапа гидротермальной деятельности (вулканы Начикинской, Белый и др.) кроме пирита наиболее характерными являются сульфиды Hg, Cu, Zn, наблюдаются видимые выделения Au и Ag, а минералы As и Sb более редки.

Таким образом, наблюдается тенденция к образованию (от более ранних к современным этапам газо-гидротермальной деятельности) все более низкотемпературных, устойчивых на каждом этапе рудных парагенезисов, что лишней раз подчеркивает более общую тенденцию в отношении металлов на верхнем структурном этаже — тенденцию к рассеянию. Одинаковый набор металлов в различных по возрасту, характеру и составу продуктах газо-гидротермальной деятельности в различных по типу вулканогенно-рудных центрах [17] свидетельствует, что фундамент вулканических построек на микрокомпонентный состав продуктов вулканизма не влияет.

Из описания участков проявления гидротермального метаморфизма и оруденения в породах верхнего структурного этажа Камчатки можно видеть, что все проявления гидротермально измененных пород характеризуются зональным строением. Наиболее четко горизонтальная и вертикальная зональности метасоматитов проявлены на участках формирования гидротермально измененных пород, приуроченных к крупным зонам тектонической проработки, характеризующихся слабым развитием у поверхности вадозовых вод. На участках разгрузки гидротермальных растворов в условиях обилия этих вод формируется своеобразная субвертикальная частая асимметричная зональность [39].

В целом для метасоматитов позднемиоцен—плиоценового возраста характерна зональность алнейского типа [15]. Осевая часть разрезов алнейского типа сложена монокварцитами, более внешние подзоны сложены алунитовыми кварцитами, нередко с серой. Периферические подзоны представлены каолинит-кварцевыми породами и аргиллизитами. Внешнее обрамление полей вторичных кварцитов сложено средне- и низкотемпературными пропилитами.

Вопросы зональности гидротермально измененных пород и химизм их образования более подробно и достаточно полно освещены в работах А.Г. Бетехтина [8], Д.С. Коржинского [46], Г.М. Власова и М.М. Васильевского [27, 28, 30], С.И. Набоко [57], В.М. Еркина [38, 39], Г.М. Власова и О.Г. Борисова [26] и других исследователей. Нам хотелось лишь указать на своеобразии условий формирования измененных пород участка Октябрьского рудопоявления.

На рассматриваемом участке наблюдается совмещение на одном уровне продуктов кислотного выщелачивания пород (монокварциты, каолинитовые кварциты), как правило безрудных, и наложенной на них карбонатизации, сопровождаемой основной массой рудных минералов. Подобное совмещение объясняется, по-видимому, миграцией вверх уровня парообразования, которая и сопровождалась отложением карбонатов и руд в ранее сформированных продуктах кислотного выщелачивания.

В заключение отметим, что в целом для метасоматитов верхнего структурного этажа Камчатки характерна ведущая роль измененных пород формации вторичных кварцитов, а среди последних — алунитосодержащих разновидностей, занимающих центральные части зон.

Алунитовые кварциты и опалиты развиты как в зонах гидротермально измененных пород плиоценового возраста, так и на участках развития метасоматитов первого, среднеплейстоценового этапа четвертичной газо-гидротермальной деятельности. Для более молодых метасоматитов алунитизация в общем не характерна.

Кроме того, для четвертичных метасоматитов характерно то, что на участках развития метасоматитов отсутствуют сколько-нибудь значительные проявления серы и опализация. Пропилиты этого возраста обычно представлены низкотемпературными нередко цеолитсодержащими разновидностями.

НОВЫЙ ТИП МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
КАМЧАТКИ

Позднеорогенный плиоцен—четвертичный этап развития Камчатки до последнего времени оценивался многими исследователями как мало перспективный в отношении всех металлов, в том числе и меди. Главным полезным компонентом этого этапа считается сера [20]. Исследованиями последних лет [97, 44 и др.] показана возможность обнаружения в образованиях этого этапа проявлений мышьяково-сурьмяно-ртутной минерализации. Проведенное нами изучение вещественного состав руд Малетой-ваймского и Алнейского рудопроявлений серы, а также Октябрьского и Вамтуваямского рудопроявлений меди позволяет изменить односторонний критерий оценки проявлений и месторождений верхнего структурного этажа Камчатки как только серных месторождений. Более того, проведенные исследования позволили установить новый для Камчатки тип медной минерализации и новый тип медных месторождений, характеризующихся ведущей ролью среди рудных новообразований сульфосолей меди группы энаргита и люцитита при подчиненном значении халькопирита и борнита.

Малетойваймское рудопроявление серы исследователями, изучавшими его, отнесено к категории классических серных месторождений вулканического генезиса.

В пределах Малетойваймского рудопроявления выделено два участка: Центральный с существенно серной минерализацией и Юбилейный, в метасоматитах которого кроме серы выявлены повышенные концентрации меди. Из рудных минералов в метасоматитах рудопроявления ранее [25] были установлены пирит, марказит, реальгар и аурипигмент, а в метасоматитах с повышенным содержанием меди диагностирован халькозин.

Проведенное нами дополнительное изучение керна скважин Малетой-ваймского рудопроявления позволило не только значительно расширить и уточнить список рудных новообразований, но и установить новый для Камчатки сульфосолевой тип медных руд.

Рудная минерализация локализуется исключительно в образованиях нижнекорфовской толщи, верхнекорфовская гидротермальными процессами практически не затронута (см. гл. III, V).

Среди рудных новообразований в метасоматитах месторождения самым распространенным является пирит, содержание которого в сульфидно-кварцевых разностях достигает 80% от объема породы. Минерал образует прожилки мощностью от сотых долей миллиметра до 1—2 см и рассеянную вкрапленность идиоморфных, прекрасно ограненных кристаллов размером до 1,5 см. Нередко в метасоматитах наблюдаются агрегаты пирита (мельниковит-пирита) с колломорфной текстурой, а также отдельные кокардовые выделения. Присутствие колломорфных текстур в агрегатах пирита свидетельствует о выпадении вещества в виде гелей, а также о рудоотложении путем выполнения полостей и пустот [3].

Вторым по распространенности минералом, ранее не упоминавшимся никем, является арсенипирит, обнаруженный во всех типах метасоматитов рудопроявления (кроме метасоматитов Юбилейного участка). Минерал слагает идиоморфные кристаллы размером до 0,6 см по длинной оси, сферолиты с радиально-лучистым строением и образует в породах интенсивную вкрапленность и прожилки мощностью до 2,8 мм, постоянно ассоци-

Таблица 6

Результаты микрорентгеноспектрального анализа энаргита Малетойваймского рудопроизводства

Номер образца	Глубина отбора, м	Химический состав, %		
		Cu	S	As
2ю-6 ₁	154,2	46,97	31,47	17,59
2-ю-6	154,3	48,51	32,23	17,15
2ю-12	164,0	50,13	31,76	17,06
2ю-13	165,3	48,35	34,50	15,66
2ю-14	166,6	50,40	31,26	17,42
2ю-16	169,2	49,94	31,58	17,70
2ю-20	172,0	48,88	32,69	16,44
2ю-21	174,3	50,09	32,86	15,27

Примечание. Исследование выполнено на рентгено-спектральном микроанализаторе УХА-5 (фирма "Geol", Япония) при ускоряющем напряжении 25 кв; эталоны Cu, Sb — чистые металлы; S — пирротин; As — GaAs. Аналитические линии As, Cu, S —

ируя с пиритом и нередко слагая реакционные каймы вокруг зерен последнего. Твердость арсенопирита, измеренная на микротвердометре ПТМ-3, составляет 1159 кг/мм² и близка к значению, приводимому С.И. Лебедевой [5898—1127 кг/мм²].

В виде редкой рассеянной вкрапленности мелких (менее 0,1 мм) зерен в прожилках Центрального участка нами установлен галенит, иногда с вкрапленностью сфалерита.

На меднорудном участке Юбилейном вторым по распространенности рудным минералом является не арсенопирит, а сульфосоли меди группы энаргита. Наиболее широким развитием этот минерал пользуется в сульфидно-кварцевых породах и установлен по всему интервалу с повышенным содержанием меди (22,1 м). Кроме сульфидно-кварцевых пород энаргит в виде единичных зерен установлен в монокварцитах и серицитокварцевых породах Юбилейного участка, а также в серно-алунитовых кварцитах Центрального (сернорудного) участка. Являясь ведущим минералом меди в сульфидно-кварцевых породах Юбилейного участка, энаргит образует в них рассеянную вкрапленность и прожилки мощностью до 2 мм. Содержание его в отдельных образцах достигает 40% от площади шлифа. Минерал представлен призматическими идиоморфными кристаллами размером до 2 мм по длинной оси (табл. 1 а, 11 ж) и агрегатами аллотриоморфных, нередко угловато-зазубренных зерен (табл. 1б). Размеры агрегатов достигают 0,8 см. Оптические свойства (двуотражение, анизотропия и т.д.) обычные для этой группы минералов.

Изучение микротвердости описываемого минерала на микротвердометре ПТМ-3 дало два средних значения твердости минерала: 245,5 кг/мм² и 377,2 кг/мм² с коэффициентом анизотропии твердости $K_H = 1,54$. Эти данные близки к значениям твердости, приводимым С.И. Лебедевой [51] для энаргита.

Количественным спектральным анализом мономинеральных проб энаргита в последнем установлены медь (более 10%), мышьяк (более 1%), сурьма (до 1%), свинец (до 0,1%), олово и молибден (до 0,01%).

Химический состав, %		Кристаллохимическая формула	As/Sb
Sb	Сумма		
1,97	101,80	$Cu_{3,07}(As_{0,94}Sb_{0,06})S_{3,91}$	15,67
2,11	101,86	$Cu_{3,02}(As_{0,91}Sb_{0,06})S_{3,98}$	15,17
1,05	101,82	$Cu_{3,12}(As_{0,91}Sb_{0,03})S_{3,92}$	30,33
1,49	90,49	$Cu_{2,95}(As_{0,81}Sb_{0,04})S_{4,17}$	20,25
0,92	100,30	$Cu_{3,15}(As_{0,93}Sb_{0,03})S_{3,87}$	31,00
0,78	102,72	$Cu_{3,11}(As_{0,94}Sb_{0,02})S_{3,90}$	47,00
1,99	101,48	$Cu_{3,03}(As_{0,87}Sb_{0,06})S_{4,02}$	14,50
1,78	90,29	$Cu_{3,10}(As_{0,80}Sb_{0,02})S_{4,03}$	16,00

К_α; Sb—L_α исследование проведено Н.Е. Сергеевой и В.М. Округиним в Лаборатории рудной микроскопии кафедры полезных ископаемых геологического факультета МГУ.

Результаты локального рентгено-спектрального анализа, выполненного на микроанализаторе УХА-5 (табл. 6 табл. 11 а—д) в совокупности с данными рентгено-структурного (табл. 7) анализа, физических и химических исследований позволяют однозначно идентифицировать описываемый минерал как энаргит.

Характер взаимоотношений энаргита и пирита (табл. 1, в) говорит о более позднем отложении сульфоарсената меди. Идиоморфизм энаргита по отношению к самородной сере и наличии прожилков серы в энаргите (табл. 1, з) свидетельствует о том, что серному оруденению на Малетойважском рудопроявлении предшествовал этап меднорудной минерализации.

Гипергенные минералы представлены гетитом, развивающимся по пириту и арсенопириту, халькозином и ковеллином. Наиболее широко развит халькозин, образующий реакционные каймы вокруг зерен энаргита или выполняющий трещинки в нем. Нередко зерна энаргита полностью замещены халькозином. Ковеллин является наиболее поздним минералом меди и замещает все вышеописанные медьсодержащие рудные новообразования.

Помимо описанных минералов каолин-алунитовых и серных кварцитах Центрального участка установлен аурипигмент в виде крупнокристаллических агрегатов размером до 2,5 мм и прожилков мощностью до 0,7 мм.

Кроме повышенных концентраций меди, мышьяка, сурьмы, свинца, цинка и т.д., в метасоматитах Малетойважского рудопроявления пробирным и спектрохимическим анализами выявлена ртуть (до 0,004%). Устанавливается четкая приуроченность повышенных концентраций ртути к гидротермально измененным породам сернорудного участка (табл. 8).

Минералогическим анализом проб-протолок из измененных пород установлена самородная медь — в монтмориллонитизированных и каолинит-алунит-кремнистых породах и каолинитовых кварцитах и киноварь в монтмориллонитизированных и каолинит-кремнистых разностях метасоматитов. Обнаружены единичные знаки золота, в протолочке сульфидных кварцитов.

Таблица 7

Межплоскостные расстояния энаргитов

1		2		3		4		5	
l	$\frac{d_a}{n}$	l	$\frac{d_a}{n}$	l	$\frac{d_a}{n}$	l	$\frac{d_a}{n}$	l	$\frac{d_a}{n}$
3	3,25	1	3,34			3	3,54		
9	3,22	10	3,22	2	3,22	10	3,16	10	3,21
5	3,06	3	3,08	9	3,07	2	3,01	6	3,08
10	2,84	5	2,85			9	2,827	10	2,85
6	2,22	1	2,22			7	2,183	8	2,22
4	2,05	1	2,057	0,5	2,063	6	2,03		
4	1,91	1	1,91			1	1,906		
10	1,859	5	1,857	7	1,864	9	1,842	10	1,86
10	1,732	3	1,729			8	1,714	10	1,73
8	1,591			4	1,598	8	1,581	8	1,59
5	1,556			6	1,546	5	1,543	6	1,555
3	1,425					1	1,415	4	1,425
7	1,266			1	1,259	6	1,258	6	1,266
4	1,216							4	1,215

1 — Алнейское проявление; 2 — Малетойваямское рудопоявление; 3 — Октябрьское рудопоявление; 4 — Рудник Тэйн, Япония [32]; 5 — энаргит [25]. Условия съемки: 1, 3 камера РКД, $D=57,3$ мм, $V=40$, $I=2$ ма, излучение FeK_{α} , интенсивность линий определялась визуально (аналитики В.И. Васильченко и Г.В. Кутыева ИВ ДВНЦ АН СССР); 2 — установка ДРОН, Си-анткатод, $V=500-2000$ в, $I=80$ ма.

Приведенные данные по металлоносности гидротермально измененных пород Малетойваямского рудопоявления свидетельствуют о комплексности рудной минерализации верхний миоцен—плиоценовых метасоматитов данного района. Пространственная и временная близость формирования медной и серной минерализации доказывает, что рудоотложение медных руд происходило в близповерхностных условиях.

Октябрьское рудопоявление меди расположено в верхней части долины р. Энынгваям в 20 км к северо-востоку от Малетойваямского рудопоявления; оно обнаружено при геолого-съемочных работах, проводившихся сотрудниками Олюторской экспедиции Камчатского геологического управления.

В рудах участка установлены повышенные содержания меди и мышьяка. Медная минерализация проявления представлена, по данным этих исследователей, энаргитом, борнитом и халькопиритом, импрегнирующими вторичные кварциты и пропилиты. Рудообразование на данном проявлении парагенетически связывается ими с завершающей фазой становления позднелигоцен—четвертичных экстрезивных образований роговообманковых андезитов.

Проведенное нами дополнительное изучение вещественного состава руд и метасоматитов рудопоявления позволило расширить список рудных минералов участка, а также уточнить структурную и возрастную позицию оруденения на данном проявлении (см. гл. III).

В метасоматитах Октябрьского участка в строении руд наряду с суль-

фосолями меди (энаргит, люционит) участвуют и сульфиды меди — халькопирит, борнит, дигенит. Помимо упомянутых минералов в рудах Октябрьского участка установлены пирит, арсенопирит, реальгар, а также гипергенные халькозин, ковеллин, малахит, азурит и гетит.

Пирит является самым ранним из рудных минералов. Количество его обычно не превышает единичных зерен, лишь в редких случаях достигает 5—6% от объема породы. Слагает, как правило, идиоморфные кристаллы, агрегаты размером до 0,75 мм и волосяные прожилки длиной до 2 мм. Размеры зерен колеблются от точечных выделений до 0,8 мм, преобладают размеры 0,1—0,16 мм. Нередко наблюдаются включения идиоморфных кристаллов пирита в энаргите и люционите, а также корродированные островки в крупных зернах халькопирита.

Энаргит является ведущим минералом меди в рудах проявления. Содержание его достигает в отдельных образцах 20% от объема породы. Минерал образует призматические, хорошо ограненные кристаллы размером до 2 мм по длинной оси (табл. I, а), агрегаты срастания аллотриоморфных, иногда угловато-зазубренных зерен и "цепочечные" прожилки мощностью до 1,2 мм. Цвет минерала розовато-голубовато-серый, оптические свойства обычные. С энаргитом постоянно ассоциируют халькопирит и борнит, образующие реакционные каемки вокруг него или выполняющие интерстиции между идиоморфными зернами его (табл. I, ж). Неодигенит (дигенит) вместе с халькопиритом образует оторочки вокруг зерен энаргита.

Люционит распространен в меньшей степени, чем энаргит, и почти всегда встречается в ассоциации с ним. В отдельных образцах является основным рудным минералом. Образует обычно мелкие (меньше 0,1 мм) ксеноморфные зерна, иногда прожилки мощностью до 0,15 мм и агрегаты ксеноморфных зерен размером до 8 мм. Крупные зерна минерала как правило разбиты серией различно ориентированных трещин. Цвет минерала розовато-кирпично-серый, двуотражение и анизотропия обычные. Характерными признаками люционита являются наличие "звездчатых" сростков призматических зерен (табл. I, д—з), значительно меньшие в целом размеры выделений (по сравнению с энаргитом) и широкое развитие полисинтетических двойников (табл. I, к). Взаимоотношения его с энаргитом свидетельствуют о близкосодейственной кристаллизации люционита и энаргита. Химический состав минерала, согласно исследованиям его локальным электронно-рентгеновским методом, отвечает формуле: $Cu_{3,1} As_{0,96} Sb_{0,03} S_{3,9}$ (исследование выполнено Н.Е. Сергеевой), что соответствует составу люционита или энаргита.

Рентгено-структурный анализ минерала (табл. 9) показал идентичность структуры минерала структуре люционита из месторождений Челопеч (Болгария) и Сьерро де Паско (Перу) [88]. Как и у энаргита, зерна люционита нередко окружены каемкой халькопирита и борнита.

Халькопирит, как правило, составляет сотые доли процента рудных новообразований, лишь изредка количество его достигает 4% от площади аншлифа. Образует обычно ксеноморфные зерна размером до 0,3 мм и каемки вокруг зерен энаргита и люционита. Характерна постоянная ассоциация халькопирита с борнитом и структуры распада этих двух минералов. Оптические свойства минерала обычные, замещается халькозином, ковеллином, малахитом, азуритом, гетитом.

Борнит присутствует только в ассоциации с халькопиритом, образуя с последним структуры распада, нередко атолловые текстуры—каемки шириной до 0,1 мм вокруг зерен энаргита.

Дигенит (?) крайне редок, слагает мелкие (сотые доли миллиметра) ксеноморфные зерна обычно на гранях кристаллов энаргита, или как и халькопирит с борнитом, тонкие оторочки вокруг зерен сульфосолей. По времени формирования является несколько более поздним, чем халькопирит.

Арсенопирит встречен только в одном образце и является нехарактерным для руд Октябрьского проявления минералом. Содержание его не более 0,3% от площади аншлифа. Слагает мелкие (менее 0,1 мм) призматические кристаллы, сростки с пиритом и изредка идиоморфные зерна в пирите. Взаимоотношения пирита и арсенопирита свидетельствуют об одновременной их кристаллизации. Гипергенное замещение арсенопирита выражается в развитии по краям зерен и трещинам в нем каемок гетита.

Реальгар образует прожилки мощностью до 2 мм, агрегаты ксеноморфных зерен и реже идиоморфные призматические кристаллы размером до 0,2 мм по длинной оси, а также гнезда размером до 2,5 м. В гипергенных условиях (на поверхности образцов) реальгар растрескивается, превращаясь в порошок красновато-желтого цвета.

Халькозин является самым ранним гипергенным минералом и образует оторочки вокруг зерен медьсодержащих минералов, ассоциирует чаще всего с халькопиритом. Толщина каемок редко превышает 0,05 мм. Оптические свойства минерала обычные.

Ковеллин развит очень широко всем медьсодержащим минералам. Образует мелкокристаллические агрегаты, развиваясь в первую очередь по трещинам в зернах, трещинам спайности и по границам кристаллов. Мелкие выделения гипогенных минералов меди нередко полностью замещены ковеллином.

Малахит и азурит широко развиты в зоне окисления медных руд в виде включений и примазок по трещинам "медной зелени" и "медной сини". Образуют мелкокристаллические агрегаты и землистые массы.

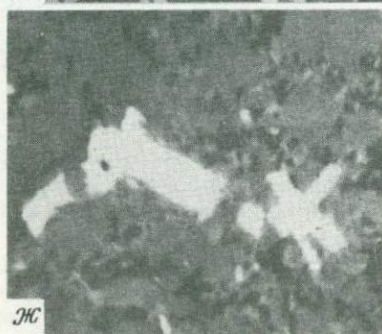
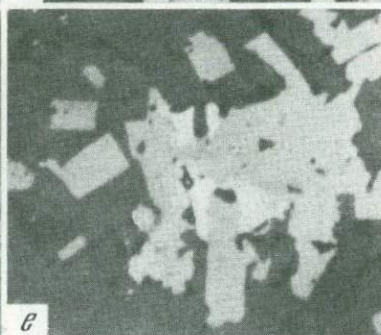
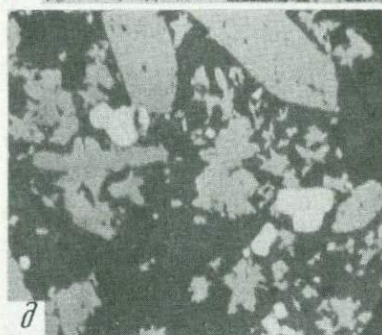
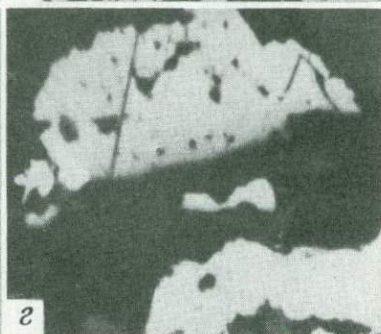
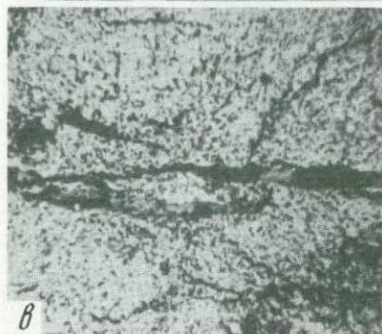
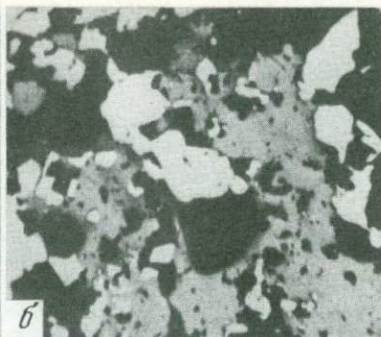
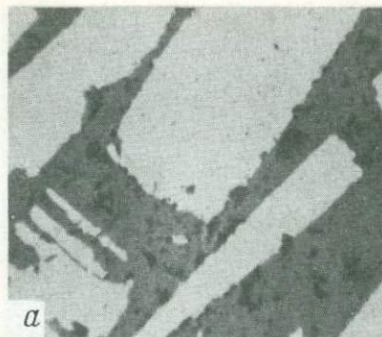
Гетит и гидрогетит также широко развиты в зоне окисления, замещая железосодержащие минералы. Образуют коломорфные оторочки вокруг зерен пирита, халькопирита и борнита, нередко полностью замещая мелкие зерна.

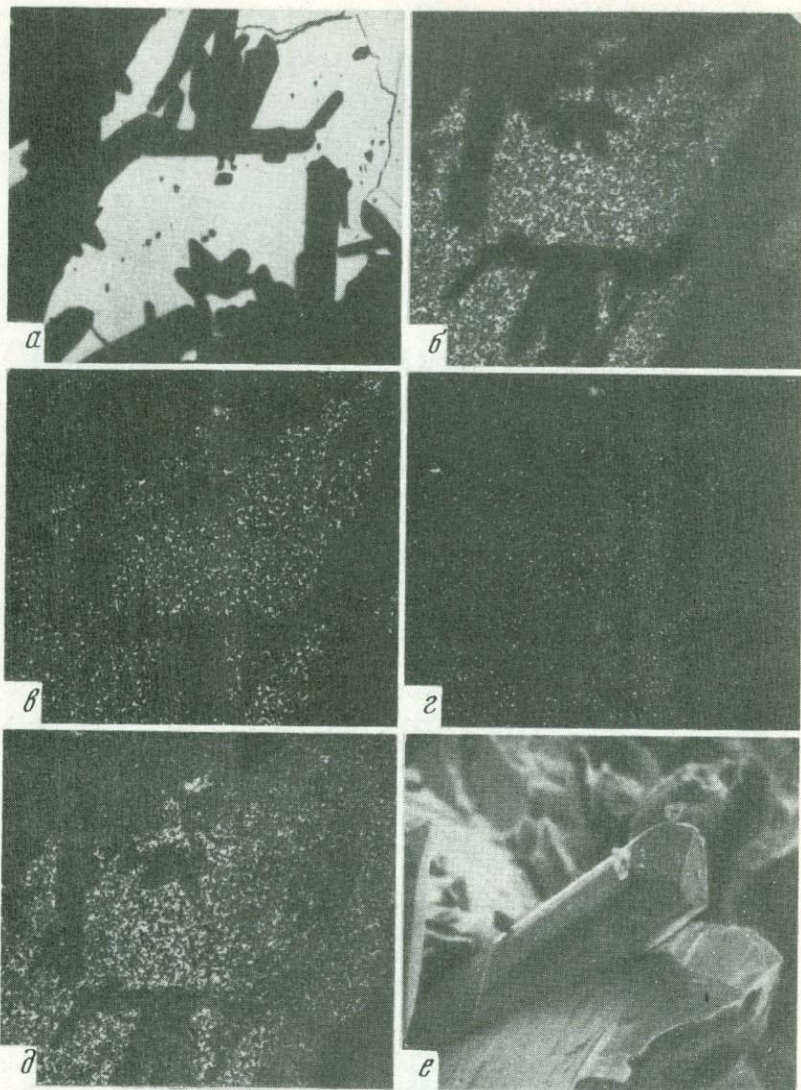
Рутил развит повсеместно как продукт преобразования при метасоматических процессах титаномагнетита, материнских пород, и, возможно, как новообразованный при гидротермальных процессах. Образует тонкокристаллические агрегаты и идиоморфные кристаллы размером в сотые доли мм.

Исследованием взаимоотношений рудных минералов на участке Октябрьском выявлено, что наиболее ранним минералом является пирит,

Т а б л и ц а I. Формы выделения рудных минералов в метасоматитах рудопроявления Юбилейного и Октябрьского

а — идиоморфные призматические кристаллы, аншл., увел. 90, ник. II; б — прожилок энаргита (серое) и пирита (белое) по зоне брекчирования в монокварците, увел. 90, ник. II; в — прожилки энаргита (серое) в пирите, аншл., увел. 47, ник. II; г — зерно энаргита, расщепленное трещиной, выполненной серой, аншл., увел. 210, ник. II; д — призматические кристаллы энаргита, и "звездчатые" агрегаты люцитона (белое — пирит), аншл., увел. 210, ник. II; е — халькопирит (светло-серое) в интерстициях между идиоморфными кристаллами энаргита, аншл., увел. 210, ник. II; ж — "звездчатые" кристаллы люцитона, аншл., увел. 210, ник. II; з — полисинтетические двойники в люцитоне, аншл., увел. 210, ник. х





Т а б л и ц а II. Энרגит на экране катодно-лучевой трубки микроанализатора YXA-5 (а-д) и электронного сканирующего микроскопа "CWICSCAN" (США, фирма "Walter")

а — в обратно рассеянных электронах; б-д — состав, в рентгеновских лучах: б — $\text{CuK}\alpha$, в — $\text{AsL}\alpha$, г — $\text{SbL}\alpha$, д — $\text{SK}\alpha$; англ., увел. 325; е — увел. 800

характеризующийся четким идиоморфизмом кристаллов и обнаруженный практически во всех разностях метасоматитов. Одновременно с пиритом в редких случаях кристаллизовался арсенопирит, образующий вкрапленники в зернах пирита.

Несколько более поздними, но близкоодновременными являются люцит и энаргит. Причина кристаллизации из гидротермальных растворов в одних случаях только энаргита (Малетойваямское рудопроявление), а в других — энаргита и диморфного с ним люцитита (Октябрьское рудопроявление) до настоящего времени остается невыясненной. В.Ж. Скиннер [119] рассматривал люцит как низкотемпературный аналог энаргита, полагая, что определяющим фактором их образования является температура. Однако совместное нахождение этих минералов в рудах и их структурно-текстурные взаимоотношения свидетельствуют о почти одновременном их образовании. Формирование люцитита или энаргита из одних и тех же по составу растворов связано, вероятно, с определенным сочетанием различных параметров физико-химической обстановки. Некоторые взаимоотношения между люцитом и энаргитом, установленные в рудах из месторождения Челопеч [88], свидетельствуют о важной роли степени пересыщения в определении характера отлагаемых минералов: в обстановке наиболее высокого пересыщения растворов из последних кристаллизуется мелкозернистый люцит. После некоторого понижения степени пересыщения раствора в связи с выделением твердой фазы на смену люцитита из этого же раствора кристаллизовался энаргит. Наблюдаемая мелкозернистость люцититовых агрегатов (при значительно большей крупности зерен кристаллов совместно образованного энаргита), а также характерное двойниковое строение люцититовых зерен находятся в соответствии с идеей о роли степени пересыщения гидротермальных растворов при выделении из них люцитита или энаргита (как известно, высокая степень пересыщения растворов способствует образованию двойников).

Кристаллизация борнита и халькопирита, судя по облеканию ими кристаллов энаргита, происходила позже образования последнего. Осаждение их из рудоносных растворов происходило одновременно, о чем свидетельствуют структуры распада твердых растворов этих минералов.

Последним из минералов меди кристаллизовался дигенит, хотя в силу редкой встречаемости этого минерала достаточно уверенно установить место его в ряду образования минералов не представляется возможным.

Реальгаровая минерализация закономерно завершила главный, медно-рудный этап рудной минерализации.

Образование гипергенных минералов происходило в последовательности халькозин—ковеллин—малахит и азурит. Одновременно с последним по железосодержащим минералам развивался гетит.

Помимо описанных выше рудных минералов в шлихах из аллювия водотоков в пределах участка установлена киноварь.

Рудные минералы, описанные на рудопроявлении Октябрьском, особенно сульфосоли меди и мышьяка, достаточно широко развиты в эпитермальных месторождениях. На полиметаллических и медных месторождениях с энаргитом, люцитом и другими сульфосолями меди на верхних горизонтах обычно развиты низкотемпературные парагенезисы минеральных новообразований, несущих нередко золото-серебряную минерализацию (месторождение гор Сан-Хуан в США, группа месторождений Бор в Югославии, месторождение Цзиньгуаши на о. Тайвань и др.).

Сульфосоли меди группы энаргита и люцитита на целом ряде медно-порфириновых месторождений (Коунрад в СССР, Бьютт в США, Сьерра де 1/2 6. Зак. 1559

Таблица 8

Распределение микроэлементов в гидротермально измененных породах Малетойваямского рудопоявления

Элементы	Пропилиты участка	Пропилиты участка	Монтмориллонитизированные породы (35)	Каолинит-монтмориллонитовые породы (26)
	Центрального (26)	Юбилейного (30)		
Мышьяк	100	100	100	100
	0,0012—0,006	0,0006—0,004	0,001—0,008	0,002—0,05
	0,003	0,0017	0,0026	0,008
Сурьма	100	100	74,3	26,9
	0,0006—0,005	0,0004—0,003	0,0002—0,008	0,0002—0,001
	0,002	0,0016	0,0004	0,00011
Ртуть	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	"	"	"	"
	"	"	"	"

Примечание. n_j — частота встречаемости элемента в пробах, в %. Р — размах содержания элемента, вес. %. X — среднearифметическое содержание в породах, вес. %. Цифры в скобках — количество проб.

Таблица 8 (окончание)

Элементы	Монокварциты участка		Сульфитно-кварцевые участки	
	Центрального (30)	Юбилейного (31)	Центральный (30)	Юбилейный (43)
Мышьяк	100	100	100	100
	0,0025—0,06	0,0025—0,03	0,01—0,15	0,002—0,3
	0,013	0,01	0,049	0,051
Сурьма	100	100	100	100
	0,001—0,012	0,0015—0,01	0,0025—0,015	0,0008—0,04
	0,003	0,004	0,007	0,0073
Ртуть	90,0	71,0	96,7	81,4
	0,0001—0,003	0,0001—0,0006	0,0001—0,004	0,0001—0,001
	0,0003	0,00016	0,0009	0,00017

Паско в Перу, Чукикамата в Чили и др.) является ведущими рудными минералами, причем условия локализации руд и их формационная принадлежность во многом сходны с таковыми на участке Октябрьском. Приведенные данные по вещественному составу метасоматитов и руд Октябрьского рудопоявления с учетом литературных данных безусловно свидетельствуют о перспективности участка в отношении меди.

Кроме Малетойваямского и Октябрьского рудопоявления в поле развития корфовских вулканитов (от перешейка полуострова Камчатки на юге до долины р. Ветроваям на севере) медная минерализация верхний миоцен—плиоценового возраста выявлена также в истоках р. Мя Вамтуваям, в 12 км к востоку от рудопоявления Октябрьского (участок Вамтуваям).

Каолинит-кремнистые породы (29)	Серицитовые кварциты (24)	Каолинит-алунито-кварцевые породы (30)	Серно-алунитовые кварциты (30)	Серные кварциты (27)
100	100	100	100	100
0,0015—0,06	0,003—0,012	0,004—0,06	0,003—0,05	0,0015—0,03
0,01	0,006	0,011	0,014	0,012
100	100	100	100	100
0,0003—0,005	0,0004—0,003	0,0003—0,0025	0,0008—0,015	0,001—0,004
0,002	0,0017	0,0011	0,0036	0,002
17,2	37,5	Не обн.	96,7	85,2
0,0004—0,001	0,0001—0,001	"	0,0001—0,0015	0,0001—0,002
0,0001	0,000075	"	0,00046	0,00026

В геологическом строении проявления Вамтуваам, как и ранее описанных, принимают участие эффузивно-пирокластические образования нижнекорфовской (верхний миоцен—плиоцен) и верхнекорфовской (плиоцен—нижний плейстоцен) толщ. Образования нижнекорфовской толщи интродированы массивами диоритов и диоритовых порфиритов, аналогичных описанным ранее. Широким развитием на участке Вамтуваам пользуются гидротермально измененные породы, занимающие площадь 12—15 км². Развиваются метасоматиты по образованиям нижнекорфовской толщи и по интрузивным породам; верхнекорфовские вулканиты гидротермальными процессами практически не затронуты.

Гидротермально измененные породы на участке Вамтуваам представлены пропилитами, монтмориллонитизированными породами, каолинитовыми, алунито-каолинитовыми кварцитами и монокварцевыми породами. В диоритовых порфиритах выявлены кварц-эпидотовые прожилки мощностью до 1,5—2,0 см.

Рудные новообразования в метасоматитах участка Вамтуваам представлены пиритом, импрегнирующим все разности гидротермально измененных пород, халькопиритом, выявленным в эпидото-хлоритовых пропилитах, сфалеритом — в кварц-каолинитовых породах и энаргитом, установленным в виде единичных призматических кристаллов в монокварцитах. Гипергенные минералы представлены халькозином, ковеллином, малахитом и гетитом. По данным спектрального анализа метасоматиты участка характеризуются повышенными (до 0,08%) содержаниями меди.

В пределах Среднего Камчатского хребта известно к настоящему времени одно (Алнейское) рудопроявление с медной минерализацией сульфосольного типа. Расположено это проявление в приводораздельной части хребта между четвертичными вулканами Алней и Чашаконджа (Алнейское проявление серы [25]).

Структурная позиция и геологическое строение Алнейского рудопроявления изложены выше (гл. III и V).

В метасоматитах рудопроявления установлены дисульфиды железа, арсенопирит, сульфосоли меди группы энаргита, халькопирит и киноварь. Общее содержание сульфидов в измененных породах составляет обычно не более 3—5%, редко достигает 15—20% от объема породы.

Пирит установлен во всех разностях метасоматитов, слагающих зону. Содержание его варьирует от долей процента до 15—17%. Образует рассеянную вкрапленность идиоморфных (реже ксеноморфных зерен размером от сотых долей миллиметра до 1,5 мм) прожилковидные агрегаты размером до 1,2 мм. В гипергенных условиях замещается гетитом и гидротермитом. Судя по взаимоотношениям с другими минералами, пирит является наиболее ранним рудным новообразованием.

Арсенопирит — второй по распространенности рудный минерал Алнейского проявления. Обнаружен в монокварцитах, в алунитовых и кварц-каолинитовых кварцитах. Образует мелкие, до 0,1 мм изометричные кристаллы, окруженные, как правило, каемкой гидрогетита. Самой характерной формой выделения арсенопирита на этом проявлении является вкрапленность его в кристаллах пирита. Вкрапленники имеют размер до 0,05 мм и обычно изометричную форму. Судя по взаимоотношениям арсенопирита с пиритом, кристаллизация этих двух минералов происходила одновременно.

Энаргит в единичных зернах установлен только в алунитовых кварцитах, обогащенных пиритом, содержание которого в них составляет 15—18% от объема породы. Форма выделений энаргита — мелкие идиоморфные таблитчатые зерна и агрегаты размером до 0,15 мм. Цвет минерала серовато-коричневый, двуотражение слабое, но заметное, эффекты анизотропии при скрещенных николях отчетливые, со сменой окраски от фиолетово-красной до светло-оливково-зеленой. Состав минерала рассчитан по данным рентгено-спектрального анализа, выполненного на микроанализаторе УХА-5: $Cu_3 Sb_{0,16} As_{0,84} S_{4,1}$. Оптическая диагностика минерала подтверждена данными рентгено-структурного анализа (табл. 7).

Взаимоотношения энаргита с постоянно встречающимся в ассоциации с ним пиритом и халькопиритом свидетельствуют о несколько более позднем его образовании по сравнению с образованием пирита.

Для рудных парагенезисов Алнейского проявления, так же как и Малетойвямского, характерен явный антагонизм энаргита и арсенопирита.

Халькопирит, встречающийся только в ассоциации с энаргитом, является наиболее поздним рудным минералом; образует единичные зерна размером до 0,02 мм. Оптические свойства минерала обычные.

Киноварь установлена только в шлиховых пробах и пробах-протоколках. Образует мелкие, до 0,6 мм в поперечнике, неправильной формы зерна характерного красного цвета с алмазным блеском на плоскостях спайности. Содержание киновари в шлихах не более 10—12 зерен на пробу.

Гипергенные минералы Алнейского проявления представлены гетитом и гидротермитом, замещающими железосодержащие сульфиды.

Спектральным анализом гидротермально измененных пород Алнейского проявления в них установлены повышенные концентрации меди — до 0,02%, цинка — до 0,04, свинца — до 0,01 и ванадия — до 0,03%.

Минералогическим анализом проб-протолок измененных пород Алнейского рудопроявления установлены сульфосоли меди группы энаргита, киноварь (в алунитовых и каолинитовых кварцитах) и самородная медь.

Как видно из изложенного материала, рудная минерализация Алнейского проявления также является комплексной. На современном эрозионном

Таблица 9

Межплоскостные расстояния люцитов

1		2		3		4		5	
J	$\frac{d_a}{n}$	l	$\frac{d_a}{n}$	l	$\frac{d_a}{n}$	l	$\frac{d_a}{n}$	l	$\frac{d_a}{n}$
10	3,04	9	3,04	10	3,03	10	3,01	10	3,08
3	2,64	3	2,65	4	2,64	2	2,658	6	2,665
10	1,86	10	1,862	10	1,857	10	1,861	10	1,886
9	1,586	10	1,587	7	1,591	9	1,591	8	1,606
2	1,522	2	1,520	2	1,520	1	1,524	2	1,537
4	1,311	4	1,312	4	1,320	1	1,315	4	1,333
7	1,212	6	1,212	3	1,211	3	1,205	6	1,218
8	1,082	7	1,079	8	1,076	6	1,074	6	1,084
9	1,074	9	1,073	5	1,071	4	1,071	3	1,079
6	1,016	6	1,014	6	1,016				
3	1,000	2	1,006	4	1,007				

1,2 — Октябрьское рудопоявление. Условия съемки: камера РКД, D=57,3 мм, V=40 kv, I=2 ma; интенсивность линий определялась визуально (аналитик В.И. Васильченко, ИВ ДВНЦ АН СССР); 3 — месторождение Челопеч, Болгария [88]; 4 — рудник Манкаян, Филиппины (Gaines, 1957); 5 — рудник Тэйн, Япония (Minato H.а.о. 1954).

срезе главная роль в рудной нагрузке метасоматитов проявления принадлежит сере. Однако, учитывая значительное сходство структурной и возрастной позиции, а также вещественного состава метасоматитов и рудных новообразований Алнейского и Малетойваямского проявлений на Алнейском проявлении можно, по-видимому, ожидать значительные концентрации меди на больших, чем современный эрозионный срез, глубинах.

Помимо Алнейского серопоявления в пределах Срединного хребта Камчатки представляется возможным обнаружение медной минерализации сульфосольного типа на серном месторождении р. Половинной, расположенном в 35—40 км к югу от вулкана Алней. Возраст месторождения р. Половинной определяется локализацией его в флористически охарактеризованной эффузивно-пирокластической толще верхнего миоцена — плиоцена, перекрытой второй, плиоценовой по флоре, эффузивно-пирокластической толщей, не затронутой гидротермальными процессами [39].

Широким распространением на месторождении р. Половинной пользуются вторичные кварциты и пропилиты: монокварциты и серные кварциты, алунитовые и каолинитовые кварциты, гидрослюдистые и монтмориллонитизированные породы, карбонатно-хлоритовые и эпидот-хлоритовые пропилиты [31]. Интрузивная фация верхний миоцен—плиоценовой магматической формации на месторождении представлена двумя телами диоритовых порфириров, переработанных гидротермальными растворами.

Геологическое строение месторождения р. Половинной во многих чертах подобно строению ранее описанных верхний миоцен—плиоценовых месторождений и проявлений серы и меди.

Помимо косвенных, общегеологических предпосылок, на месторождении имеются и прямые признаки наличия медной минерализации этого же,

сульфосольного типа: в зоне дробления в монокварцитах на левобережье ручья Серного [31] спектральным анализом выявлены концентрации меди (до 0,5%), мышьяка (до 10%), цинка (до 0,02%), свинца (до 0,02%) и ртути (до 0,002%). Все эти данные по металлоносности измененных пород месторождения р. Половинной свидетельствуют, на наш взгляд, о безусловной возможности обнаружения здесь практически интересных концентраций металлов (прежде всего меди).

Анализ изложенного материала по геологической позиции и вещественному составу метасоматитов и руд описанных проявлений меди показывает, что для всех этих проявлений характерен целый ряд признаков, позволяющих объединить их в проявления единой, новой для Камчатки, рудной формации.

Все описанные рудопроявления меди размещаются в эффузивно-пирокластических и (или) интрузивных фациях позднемиоцен—плиоценовой вулcano-плутонической андезитовой формации и приурочены к зонам тектонической проработки и гидротермального изменения вмещающих оруденение пород.

Структурная позиция проявлений меди сульфосольного типа определяется локализацией их или в жерловых фациях позднемиоцен—плиоценовых палеовулканов, или на участках пересечения радиальных разломов этих вулканов с кольцевыми кальдерообразующими зонами разрывных нарушений.

Для околорудных измененных пород проявлений этого типа медной минерализации характерна закономерная смена по мере удаления от контактов с рудовмещающими монокварцитами (сульфидными кварцитами) и кварц-карбонатными разностями следующих пород: алунитизированных, каолинитизированных, гидрослюдистых, монтмориллонитизированных и пропицитизированных (низких ступеней пропицитизации). Карбонатизация центральных фаций метасоматитов является, по нашим наблюдениям, пространственно наложенной на продукты кислотного выщелачивания, хотя по времени образования эти продукты и карбонаты являются близкодновременными.

Ведущими минералами меди описанных рудопроявлений являются сульфосоли меди группы энаргита. На более глубоком уровне совместно с энаргитом образуется люционит-тетрагональный аналог первого, а также сульфиды меди — халькопирит и борнит. Медные руды и вмещающие их метасоматиты обогащены свинцом, цинком, молибденом, сурьмой и серой. На ряде проявлений (Малейтовьямское, Октябрьское, р. Половинной) концентрации серы достигают промышленных значений. Тесная пространственная и генетическая связь серного и медного (сульфосольного типа) оруденения не является случайной и находится в полном соответствии с данными аналитической химии. Для получения сульфидных соединений пятивалентного мышьяка (мышьяк в энаргите и люционите пятивалентный в отличие от блеклых руд, где он трехвалентный), необходима высокая концентрация H_2S в гидротермальных растворах [10, 32]. При пониженной активности серного аниона из тех же по составу гидротермальных растворов при прочих равных условиях следует ожидать образования минералов группы блеклых руд (теннантита-тетраздрита). А.Г. Бетехтин [8], рассматривая парагенетические соотношения минералов в системе Fe — Cu — As — S, указывал, что исходя из положения на диаграмме состав — парагенезис точки состава энаргита можно предсказать, что данный минерал может быть встречен в ассоциации даже с самородной серой. Приведенные данные по вещественному составу месторождений меди сульфосоль-

ного типа не только подтверждают высказанное А.Г. Бетехтиным предположение о возможности совместного нахождения сульфоарсенатов меди и самородной серы, но и подчеркивают одновременность их образования. Следовательно, проявления серы, связанные с завершающими стадиями формирования верхний миоцен—плиоценовых вулканов, можно рассматривать как прямой признак нахождения на более глубоких горизонтах медной минерализации сульфосольного типа (с энаргитом и люцитом, а также с халькопиритом, борнитом и халькозином).

Малые объемы поисковых и разведочных работ, выполненные на описанных проявлениях меди не позволяют достаточно уверенно говорить о промышленной ценности конкретно каждого из этих проявлений. Однако опыт изучения и отработки подобного типа месторождений в некоторых районах Тихоокеанского рудного пояса (Изиньгуаши на о. Тайвань и др.) показывает, что месторождения меди подобного, сульфосольного типа могут быть объектом промышленного освоения.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА КАМЧАТКИ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Из изложенного выше фактического материала по вещественному составу метасоматитов и руд и их пространственной и временной позиции видно, что каждому из вулканических циклов в позднеэоценов—четвертичной истории Камчатки отвечает и свой профиль металлогении. Основное отличие в металлогенической характеристике позднеэоценовой и плио-плейстоценовой тектоно-магматических стадий заключается в том, что для нижнего позднеэоценов—плиоэоценового яруса установлено наличие рудопоявлений и месторождений, представляющих практический интерес; для продуктов плиоэоценов—четвертичного вулканического цикла промышленные концентрации металлов не характерны. Тем не менее, и на уровне четвертичной металлогенической истории Камчатки сохраняется главный мотив металлогенического развития складчатых областей — направленность и необратимость всех эндогенных процессов и комплексность металлогении; отсутствие больших концентраций металлов связано с отсутствием условий для их концентрации.

На сольфатарных полях современных гидротермальных систем типа Узон и др., наблюдается весь набор металлов, характерных для рудного спектра Камчатки (медь, цинк, свинец, мышьяк, сурьма, ртуть, молибден). При этом количественные соотношения устойчивых парагенезисов таковы, что главными являются руды мышьяка, сурьмы и ртути; в меньших (на 1—2 порядка) количествах отмечены медь, свинец, цинк, молибден; еще менее значительны содержания вольфрама. Известно, правда, из зарубежных примеров, что при весьма незначительных содержаниях золота в термальных водах некоторых гидротермальных систем (0,0004 мг/л) концентрации золота в кремнистых осадках иногда достигает 50—70 г/т. Формы выделения и парагенезисы в этих случаях не установлены [125].

Более древние вулканические постройки отличаются от современных большей глубиной поствулканических процессов. Соответственно меняется форма проявления рудных парагенезисов и количественные соотношения между ними.

Среди рудных компонентов ниже-среднеплейстоценовых зон метасоматитов (вулканы Начикинский, Чашаконджа и др.) наиболее характерными являются сульфиды ртути, меди, цинка и свинца; минералы мышьяка и сурьмы более редки или не обнаружены совсем. Для этих метасоматитов характерны также повышенные содержания молибдена, вольфрама, теллура и др. [85].

В плио-плейстоценовых зонах метасоматитов (месторождения Заозерное, Новое и другие Курильских островов) установлены повышенные концентрации молибдена, цинка, меди, свинца и др. Наряду с сульфидами других металлов в плио-плейстоценовых метасоматитах равноправным членом рудного парагенезиса постмагматической стадии становится молибденит.

Анализ фактического материала позволяет выделить в четвертичном периоде определенные этапы рудной минерализации, для каждого из которых характерны специфические геодинамические условия и в связи с этим

определенные рудные парагенезисы и количественные соотношения между ними.

Металлогеническое развитие вулканического цикла, предшествующего четвертичному, также характеризуется комплексностью рудной нагрузки его продуктов. Рудообразующие процессы реализуются здесь в практически интересные концентрации серы и меди, а также ртути и мышьяка. Проявления этого цикла характеризуются целой суммой признаков, позволяющих отнести их к единому рудогенетическому ряду.

Все известные в Корякско-Камчатской складчатой области проявления полезных ископаемых позднемiocен—плиоценового возраста приурочены к внутренней вулканической дуге [20], звеном которой в пределах области является Центральная-Камчатская зона. Во внешней дуге (Восточно-Камчатский пояс) месторождения и проявления, представляющие промышленную ценность, отсутствуют. Подобная же закономерность в размещении руд верхнего структурного этажа установлена и для других звеньев Тихоокеанского вулканического пояса [20].

Приуроченность месторождений и проявлений верхнего структурного этажа Камчатки к андезитовым стратовулканам обусловлена главной особенностью Тихоокеанского вулканического пояса — преимущественно средним известково-щелочным составом магматических продуктов его. Значительная газонасыщенность андезитовых лав обусловила и существенно пирокластический состав отложений верхний миоцен—плиоценовых вулканов, а ведущая роль в составе толщ рыхлого материала благоприятствовала процессам метасоматоза и образования пластообразных серных залежей. Эта же газонасыщенность андезитовых лав обусловила и широкое развитие металлогенических процессов на заключительных стадиях развития стратовулканов. Эта закономерность характерна как для более древних (миоценовых) андезитовых формаций, так и для современных; масштабы гидротермального преобразования пород в четвертичной истории Камчатки максимальны в период проявления экструзивного магматизма андезитовых стратовулканов. Метасоматические процессы, связанные с вулканогенными породами основного или кислого состава, вообще редки и масштабы проявления их менее значительны.

Парагенетическая связь рудных концентраций верхнего структурного этажа с андезитовой формацией определила и своеобразие вещественного состава руд этого этажа. Как показали работы различных исследователей [90, 11 и др.], сравнительно кислые андезиты гиперстеновой серии сильно обогащены серой по сравнению с породами другого состава. своеобразие руд верхнего этажа также обусловлено прежде всего высоким потенциалом серы в рудообразующем эндогенном флюиде. Реализация этого флюида в рудные концентрации привела к формированию на самых глубоких горизонтах медной минерализации своеобразного сульфосольного типа, ранее неизвестного на Камчатке, ведущая роль в рудах которого принадлежит сульфоарсенатам меди — энэргиту и люциониту. В приповерхностных условиях обогащенность эндогенного флюида серой реализуется в практически интересные залежи самородной серы.

Триада сера — мышьяк — ртуть обычна в вулканических областях (это месторождения так называемого типа "Опалит"), между содержаниями серы и мышьяка существует прямая корреляционная зависимость. Этим, видимо, и объясняется постоянно наблюдающийся парагенезис самородной серы и мышьяксодержащих минералов: реальгара, аурги-пигмента и арсенопирита в собственно сернорудных залежах и энэргита и

люционита — на максимальных эрозионных срезах месторождений и проявлений верхнего этажа.

Низкая температура кипения серы, ее легколетучесть обуславливают некоторый отрыв метасоматических серных залежей от более глубинных рудопроявлений металлов. Исключением является руть, приближающаяся по своей летучести к сере. Этим, видимо, и объясняется постоянно отмечаемый на всех описанных выше рудопроявлениях парагенезис самородной серы и киновари. Более того, в описанных М.М. Василевским [15] проявлениях ртути в Срединном Камчатском хребте (Огонсиглы, Четловари и др.) руды ее непосредственно "подстилают" серные залежи.

Не вызывает сомнений [30, 98] связь в ряде случаев приповерхностных рудопроявлений серы, мышьяка и ртути с несколько более глубинными золото-серебряными рудами. На ртутном месторождении Чемпура буровыми скважинами ниже зоны развития вторичных кварцитов в пропилитизированных породах позднемiocен—плиоценового возраста подсечены кварцевые жилы с некоторым содержанием золота и серебра.

Анализ литературных данных свидетельствует о широком развитии проявлений и месторождений золота в плиоценовых вулканогенных породах Тихоокеанского рудного пояса. В гидротермальном месторождении Цзиньгуаши на острове Тайвань, представленном серией ветвящихся кварцевых жил в дацитовом хонолите, среднее содержание золота в рудах составляет 2,7 г/т. Для этого месторождения характерна парагенетическая ассоциация золото—пирит—энаргит—барит [109]. На о. Хонсю (Япония) общая добыча золота из полиметаллических руд миоцен—плиоценового месторождения Накаса оценивается в первые десятки тонн [105]. Суммарные запасы золота в плиоценовом рудном поле Ватукоула (о-ва Фиджи) оцениваются специалистами в 25 т при среднем содержании 13 г/т. К 1967 г. на этом месторождении было добыто около 20 т золота при ежегодной добыче примерно 3,5 т [108].

Плиоценовые месторождения золота известны и в американской ветви Тихоокеанского рудного пояса [82]. Суммарная добыча золота на месторождении Унга-Айленд (Алеутские острова) составляет примерно 3,5 т. Для этого месторождения характерна ассоциация золота с сульфидами меди, свинца, цинка и др. [43]. Количество золота, добытого из кварцевых жил позднеогенового возраста в рудной зоне Пис—Пис (Никарагуа) оценивается более, чем в 50 т при среднем содержании его 9 г/т [118].

Следует подчеркнуть сходство структурной позиции и вещественного состава метасоматитов описанных месторождений с плиоценовыми рудопроявлениями Камчатки. Пространственное положение всех этих месторождений определяется локализацией их в жерловых фациях или в краевых частях палеовулканов в структурообразующих и структуроограничивающих зонах разломов. Наблюдается постоянная парагенетическая связь месторождений с интрузивными образованиями субвулканической фации глубинности: диоритами, диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфиритами, андезитовыми порфиритами, дацитами. Среди вторичных минералов широким развитием пользуются алунит, каолинит, кварц, барит, нередко присутствует самородная сера. Среди рудных новообразований постоянно отмечаются сульфосоли меди: энаргит, людоцит, фаматинит. В связи с этим небезынтересно отметить, что одно из крупнейших в мире месторождений золота Голдфилд в США, давшее 145 т золота и 40 т серебра, также приурочено к вулканическому неку в жерле миоценового (?) палеовулкана и характеризуется ведущей ролью среди измененных пород алунитовых кварцитов, слагающих рудное тело. Сходство месторождения Голдфилд с

плиоценовыми проявлениями Камчатки подчеркивается присутствием в рудах его самородной серы и фаматинита [110].

Как видно из приведенного обзора верхний миоцен—плиоценовые рудопроявления Камчатки, по структурной позиции и вещественному составу метасоматитов аналогичны достаточно широко развитым плиоценовым месторождениям золота в пределах Тихоокеанского рудного пояса.

Ниже уровня образования эпитермальных руд в среднем структурном ярусе Камчатки [30] формируются свинцово-цинковые проявления и месторождения. В поле развития пород верхнего (миоцен—плиоценового) этажа Камчатки свинцово-цинковые руды не известны, хотя сфалерит и галенит в виде редкой вкрапленности и установлены нами в метасоматитах Малетойваямского рудопроявления, а повышенные концентрации свинца и цинка определены практически на всех участках развития гидротермально измененных пород этого возраста. В других регионах ТРП выявлен целый ряд месторождений с промысленными концентрациями свинца и цинка — Накасе, Унга — Айленд, рудная зона Пис—Пис и т.д. В советском секторе ТРП проявления свинца и цинка, имеющие практический интерес, обнаружены на о. Кунашир (Курильские острова): Валентиновское, Прибрежное и др. Медно-полиметаллические проявления острова локализируются в зонах сопряжения радиальных и кольцевых структурообразующих разломов позднемиоцен—плиоценовой вулкано-тектонической структуры. Руды проявлений сложены галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Сопряженное с полиметаллическим по времени образования серное оруденение приурочено к жерловой фации этой же структуры и располагается на самых высоких гипсометрических отметках [36].

Наиболее глубинными в верхнем структурном этаже Камчатки являются медные руды, сложенные главным образом сульфоарсенатами меди — энаргитом и люционитом. Выше нами были показаны широкая распространенность оруденения этого типа в плиоценовых метасоматитах Камчатки, их парагенезис с серой и, нередко, с ртутью, и постоянная ассоциация с интрузиями субвулканической фации глубинности диоритового состава — глубинными фациями дацитгранодиоритовой вулкано-плутонической формации. Ведущая роль в составе руд этой рудной формации принадлежит энаргиту, реже энаргиту и люциониту (Малетойваямское, Октябрьское, Вамтуваямское, Алнейское проявления меди). Сульфиды меди в этих рудах или практически отсутствуют, или представлены в подчиненном количестве. Последнее, судя по минеральным парагенезисам метасоматитов и руд, является наиболее глубинным, масштабы распространения гидротермально измененных пород здесь незначительны, приповерхностные руды мышьяка и серы отсутствуют. Все эти данные свидетельствуют, видимо, о значительном эрозионном срезе на площади Октябрьского рудопроявления меди.

Промышленная значимость месторождений меди, в которых ведущая роль в составе руд принадлежит сульфосолям группы энаргита, подтверждается многочисленными примерами из отечественной и зарубежной практики. К их числу в СССР относится Коунрадское [61] и Кафанское [52] месторождения. Среди зарубежных можно указать такие крупные в мире месторождения как медно-порфировые Чукикамата [68] и Браден [52] в Чили, месторождения Бьютт в США [53] и Сьерро-Де-Паско в Перу [116], Цзиньгуаши на о. Тайвань [109]. Характерно, что структурная позиция всех этих месторождений, так же как и описанных выше золоторудных, обусловлена приуроченностью их к вулкано-тектоническим структурам кольцевого типа.

Сходство минеральных парагенезисов и структурной позиции данных месторождений и описанных рудопроявлений меди верхнего структурного этажа Камчатки позволяет рассматривать последние как их приповерхностный аналог.

Взаимоотношения серного и медного оруденения Малетойваемского рудопроявления свидетельствуют о близкоодновременном их образовании из единого рудоносного раствора. Подобные сочетания высоко- и низкотемпературных рудных минеральных ассоциаций (энаргит и сера, галенит и сера, халькопирит и сера) широко развиты в приповерхностных месторождениях, известных в литературе под названием ксенотермальных [68].

Изложенный материал по рудоносности верхнего структурного этажа Корякско-Камчатской складчатой области (верхний миоцен—плиоцен) позволяет выделить в пределах этого этажа единый генетический рудный ряд: медь — свинец — цинк — эпитермальные бонанцовые руды — ртуть — мышьяк — сера с практически интересными проявлениями ряда металлов. Как видно из анализа металлогенической характеристики более древних структурных этажей Камчатки (глава I), подобный набор элементов за исключением легколетучих серы и мышьяка характерен для каждого этапа тектоно-магматической истории области. Комплексность рудообразующих процессов, таким образом, является закономерной чертой каждого тектоно-магматического этапа, а металлогеническая специализация отдельных этапов обусловлена геодинамическими условиями протекания рудного процесса [73]. Направленность изменения геодинамических условий развития складчатых областей [73] определяет и направленный характер рудообразующих процессов в металлогенической истории верхнего структурного этажа Камчатки, проявляющейся прежде всего в близкоодновременном формировании высокотемпературной (медной) и низкотемпературной (серной) минерализации.

Другим аспектом металлогенической специализации тектоно-магматических этапов развития складчатых областей является вопрос об источнике металлов. Большинство исследователей склоняются в настоящее время к идее о существовании нескольких источников рудного вещества эндогенных рудных месторождений. Это ювенильные подкоровые, связанные с базальтовой магмой; ассимиляционные коровые, связанные с гранитной магмой; инфильтрационные внемагматические [82].

В порядке постановки вопроса нами был проведен расчет баланса количества отдельных микрокомпонентов в продуктах вулканической и поствулканической деятельности вулкана Малый Семячик и кальдеры Узон [84]. Проведенные расчеты показали, что анатектоидное плавление субстрата, в котором локализуются периферические очаги современных вулканов, и мобилизация микрокомпонентов коры не могут обеспечить наблюдаемый расход в современных гидротермальных системах многих элементов. Вероятно, промежуточные периферические очаги и субстрат, за счет которого они образованы, не определяют рудоносности верхнего структурного этажа.

К выводу о мантийном источнике рудного вещества в месторождениях островных дуг (как молодых, так и древних) на основании изучения альпийотипных гипербазитов пришли В.А. Барсуков и Л.В. Дмитриев [5]. Исследование металлогении Срединных массивов [100, 101] показывает, что главным источником рудных элементов областей тектоно-магматической активизации также являются подкоровые зоны и магматические очаги.

Можно сделать вывод, в связи с изложенным, что металлогеническая специализация этапов тектоно-магматического цикла вообще определяется потенциалом нижней коры или, скорее всего, мантии, а направленная смена геодинамических состояний в развитии разновозрастных складчатых областей определяет и направленное изменение термодинамических условий рудообразования при едином глубинном источнике металлов.

ОТНОШЕНИЕ ЭКСТРУЗИЙ ОПРЕДЕЛЕННЫХ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ К ГИДРОТЕРМАЛЬНОМУ И РУДООБРАЗУЮЩЕМУ ПРОЦЕССУ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ПРОГНОЗЕ РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Одним из аспектов металлогении вообще и вернего структурного этажа Камчатки, в частности, является отношение его интрузивной составляющей к гидротермальному и рудообразующему процессу.

Рассмотренные еще закономерности эволюции магматизма и структурообразования верхнего структурного этажа Камчатки отражают общую направленность металлогенического развития складчатых областей, которая предполагает парагенетичность всех эндогенных процессов, являющихся предметом рассмотрения металлогении. В ходе направленного тектоно-магматического развития Камчатки сокращаются площади магматической активности, меняется абиссальность и размеры интрузивных образований (последние в четвертичных вулканотектонических структурах представлены уже экструзиями), падает температура устойчивых парагенезисов метасоматитов и руд. В этом сказывается необратимость направленного геологического процесса и, естественно, что мы не можем ожидать металлогенической специализации четвертичных экструзий в понимании Л.В. Таусона [87], который считает, что металлогенически специализированные интрузии должны содержать концентрации рудного элемента, на порядок превышающие его концентрации в безрудных интрузиях. Этому препятствует становление четвертичных экструзий в условиях открытой системы, при отсутствии геохимических барьеров (в отличие от их неогенных и более древних гомологов — субвулканических и гипабиссальных интрузий), а отнюдь не исключительность четвертичного магматического процесса, как стерильного в отношении рудогенерирующих элементов.

Так, детальное изучение экструзий вулканотектонической структуры Алней-Чашаконджа показывает, что можно провести определенную аналогию между ними и таковыми же образованиями флюидпорфировых комплексов (в понимании Г.Ф. Яковлева и Е.Б. Яковлевой [103]). В тех и других установлены: 1) близость химического состава (относительная переизбыточность щелочами, преобладание K_2O над Na_2O в эффузивных фациях); 2) общность минерального состава (зональный плагиоклаз повышенной основности, биотит, роговая обманка); 3) сходные петрографические признаки (флюидалность, пузыристость, сферолиты, перлитовая микроотдельность, участки полнокристаллического строения, коррозия и оскольчатый облик вкрапленников плагиоклаза); 4) аналогичные температуры гомогенизации первичных включений затвердевших магматических расплавов (широкие вариации температур гомогенизации) и фазовый состав (наличие рудных минералов, резкая невыдержанность фаз); 5) определенное место в общей истории геологического развития (завершают этапы проявления магматической деятельности, что знаменует наступление относительной консолидации).

Флюидпорфиновые комплексы имеют важное в металлогеническом отношении значение, так как с ними связана серия месторождений цветных, редких и благородных металлов.

Таким образом, экструзии третьего геолого-генетического типа, охарактеризованные на примере вулкано-тектонической структуры Алней-Чашаконджа, обладающие признаками флюидпорфиновых комплексов, могут рассматриваться как формы их проявления в условиях Камчатки. Наличие первично-магматических рудных минералов указывает на кристаллизацию данных образований из магм, обогащенных металлами и являющихся потенциально рудоносными. Газо-гидротермальная деятельность завершающего этапа становления подобных тел могла привести к формированию рудных концентратий, если бы она реализовалась в благоприятных геодинамических условиях (литологические и физико-механические свойства вмещающих пород, способствующие метасоматозу и трещинообразованию, наличие структурно-литологических экранов, обеспечивающих относительную закрытость системы и т.д.). Так, в неогеновых образованиях этого же долгоживущего магматического центра, где гомологами изученных экструзий являются малоглубинные интрузии кислого состава (т.е. при наличии определенной закрытости системы) метасоматиты несут существенную рудную нагрузку.

На отсутствие металлогенической специализации четвертичных экструзий Камчатки указывают и результаты спектрального анализа неизменных продуктов четвертичного вулканизма всех изученных нами вулканотектонических структур Камчатки. Опробованию подвергались наиболее характерные породы потоков и экструзий всех этапов вулканизма. Статистическая обработка материалов спектрального анализа пород структур Уксичанской, Начикинской и Богдановича отразила лишь некоторые общие тенденции поведения рудных элементов в ряду пород от основных до кислых. Ожидаемая закономерность в характере распределения рудных элементов в экструзиях, по сравнению с их эффузивными аналогами, проявилась лишь на примере Начикинской вулканотектонической структуры. Здесь несколько увеличивается среднее содержание меди, цинка, свинца, никеля, кобальта, ванадия, олова и циркония в андезитах экструзий относительно андезитов наиболее поздних потоков стратовулкана. Как показано выше, андезиты экструзий и потоков не имеют принципиальных различий в химическом и минеральном составе. Это явление, в совокупности с фактом наличия в метасоматитах пород того же этапа вулканизма Начикинской вулканотектонической структуры рудных новообразований пирита, арсенопирата, халькопирита и киновари, может косвенно свидетельствовать о парагенетической связи этих экструзий и рудообразующего процесса. Иной характер распределения рудных элементов в вулканах вулканотектонических структур Богдановича и Уксичанской кроется, прежде всего, в условиях становления этих пород, учет которых ввиду более сложного развития этих структур по сравнению с Начикинской представляет определенную сложность.

Более четкая зависимость распределения металлов в магматических породах от условий становления показана нами на примере раннемелового экстрезивно-интрузивного и поздне-мелового экстрезивного субвулканического комплексов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [86]. Здесь характер распределения свинца, олова и молибдена, как и особенности магматизма и метасоматизма, определяется условиями становления магматических тел.

Для понимания роли экстрюзий определенных геолого-генетических типов в металлогении верхнего структурного этажа следует остановиться на характере их связи с гидротермально измененными породами и металлоносностью современной газо-гидротермальной деятельности. Развернутость в пространстве четвертичной вулканогенной серии позволяет наметить пространственную и временную связь экстрюзивного, гидротермального и рудообразующего процесса более уверенно. Анализ последовательности геологических событий в пределах вулканотектонических структур показывает, что со временем становления экстрюзий, завершающих гомодромный путь развития крупных стратовулканов (второй геологогенетический тип) связано образование метасоматитов, характеризующихся повышенной металлоносностью. Так, в пределах Начикинской вулканотектонической структуры в рамках одного этапа вулканизма (завершая его) и на общей территории формируются и экстрюзии данного типа и зоны метасоматитов, в которых кроме пирита установлены арсенопирит, халькопирит, сфалерит, киноварь и золото. Аналогичная ситуация отмечается и в вулканотектонической структуре Алней-Чашаконджа. Здесь в метасоматитах по породам терминальной экстрюзии андезитов и вмещающих ее эффузивов обнаружены пирит, халькопирит, киноварь, реальгар, аурипигмент, ртуть и сурьма. В метасоматитах стратовулкана Богачевского (вулканотектоническая структура Богдановича), развитие которого завершается становлением экстрюзий второго геолого-генетического типа, установлены пирит, халькопирит, сфалерит, киноварь и повышенные концентрации мышьяка.

В вулканотектонических структурах, где отмечается становление экстрюзий третьего геолого-генетического типа вслед за этапом кальдерообразования проявляется позднеплейстоцен—голоценовая и современная газо-гидротермальная деятельность. Так, в районе Кошелевского вулканического массива, где развиты кислые посткальдерные экстрюзии, измененные породы района Верхне-Кошелевских парогидротерм несут рудную нагрузку в виде пирита, марказита, киновари и аурипигмента, малахита и азурита. Здесь же обнаружены повышенные концентрации мышьяка и молибдена. В пределах вулканотектонической структуры Узон-Гейзерная, характеризующейся значительным проявлением кислого посткальдерного вулканизма, метасоматиты содержат мышьяк (0,3%), ртуть (0,0023%), медь (0,016%), свинец (0,013%), цинк (0,7%), молибден (0,0017%), ванадий (0,015%), никель (0,004%), цирконий (0,005%) и др. [59].

Вышеизложенное показывает, что между экстрюзивным магматизмом второго и третьего геолого-генетических типов, гидротермальной деятельностью и рудоносностью существует парагенетическая связь. Экстрюзии этих двух типов следует рассматривать в качестве гомологов более древних интрузий гранитоидов, с которыми связывают оруденение. Роль этих экстрюзий в металлогении верхнего структурно этажа аналогична значимости их интрузивных гомологов для понимания металлогении предшествующих тектоно-магматических этапов развития складчатых областей.

Наибольшее значение в вопросах прогноза рудоносности имеют экстрюзии третьего геолого-генетического типа (посткальдерные экстрюзии кислого состава). Напомним, что здесь имеется в виду образование кальдер сравнительно большого радиуса, являющихся результатом проявления этапа "гранитоидного" вулканизма (в отличие от структур типа сомм, к которым в литературе нередко применяется термин "кальдера").

Общая закономерность эволюции интрузивного (экстрюзивного в том числе) магматизма, структурообразующего, гидротермального и рудообра-

зующего процессов выражается в сокращении масштабности их проявлений с омоложением. Следовательно, именно долгоживущие вулканотектонические структуры являются в общем случае рудоносными. Четвертичные вулканотектонические структуры Камчатки, где продукты гранитоидного магматизма представлены экструзиями третьего геолого-генетического типа, наблюдаются только как дальнейшее продолжение тектономагматической эволюции неогеновых структур, что является свидетельством направленного длительного развития центров магматической активности, критерием отнесения их к категории долгоживущих. Экструзии третьего геолого-генетического типа (посткальдерные экструзии) являются, таким образом, индикаторами долгоживущих потенциально рудоносных кольцевых вулканотектонических структур потенциальных рудных районов.

Относительная доступность выявления новейших кольцевых вулканотектонических структур с экструзиями третьего геолого-генетического типа (в том числе и дистанционными методами) определяет возможность оперативного выделения потенциальных рудных районов.

В качестве примера рудного района выше приводилась Уксичанская вулканотектоническая структура. Из более древних структур в пределах Ичигин—Уннэйваямского вулканогенно-рудного центра [73] описаны Таловская и Ичигинская структуры (здесь они также являются элементарными единицами верхнего структурного этажа). В указанных структурах имеются экструзии третьего геолого-генетического типа, все они обнаруживают промышленные концентрации руд в породах нижележащего структурного этажа. Причем закономерность приуроченности рудных концентраций к центральным частям структур и к участкам пересечения радиальных разломов с концентрически-кольцевыми, позволяет рассматривать ее как поисковый критерий на рудные узлы.

К потенциальным рудным районам следует отнести прежде всего вулканотектоническую структуру Алней-Чашаконджа, где мы предполагаем наличие эпитермального оруденения в выходах пород фундамента в центральной части структуры, в южной и северной (на пересечении радиальных разломов и ограничивающего кольцевого), а также вулканотектоническую структуру Богдановича (в значительной мере условно, так как в ней не обнаружены выходы доплиоценового фундамента). Это же относится и к району кальдеры Узон.

Заведомо бесперспективными, с точки зрения нахождения промышленных концентраций руд, являются, в таком случае, структуры, фундаментом которых служат дочетвертичные терригенные породы (хоть они и обнаруживают повышенную металлоносность четвертичных образований). Это вулканотектонические структуры Начикинская, структуры Ключевского Дола.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие основные выводы.

1. Историко-эволюционный принцип металлогенического анализа, разработанный Ю.А. Билибиным и последователями и основанный на закономерностях направленного тектоно-магматического развития подвижных областей, находит обоснование на примере геоструктур самого различного масштаба. На верхнем структурном этапе Камчатки общие закономерности тектоно-магматического и металлогенического развития наиболее полно проявляются в долгоживущих направленно развивающихся центрах магматической активности кольцевых вулcano-тектонических структурах (основные элементарные единицы современных вулканических зон).

2. Анализ изменения состава вулканических образований и вулcano-структурных форм от этапа к этапу развития элементарных кольцевых вулcano-тектонических структур показывает, что и в пределах их четвертичной истории характер связей магматического, структурообразующего и рудообразующего процессов остается одинаковым. Меняется лишь форма и масштабы проявлений. Закономерности тектоно-магматического развития складчатых областей, выражающиеся в сокращении от нижнего структурного этапа к верхнему, площадей магматической активности, размеров интрузивных образований и тектоно-магматических структур, масштабов проявления гидротермального и рудообразующего процессов, а также в парагенетичности эндогенных процессов, находят свое отражение и в пределах четвертичного цикла вулканизма. Направленное гомодромное развитие четвертичного цикла вулканизма, повторяющиеся и внутри каждого этапа, сохраняет общую закономерность более крупных тектоно-магматических подразделений вплоть до развития геосинклинальных областей в целом и является важным принципом металлогенического анализа верхнего структурного этапа Камчатки.

3. Четвертичная вулcanoгенная серия Камчатки, являясь новейшим гомологом более древних вулcano-плутонических и плутонических ассоциаций, обнаруживает интрузивную составляющую в виде экструзий различных геолого-генетических типов, отвечающих последовательным интрузивным фазам габброидно-гранитоидных серий. В выделении экструзий определенных геолого-генетических типов наибольшее значение имеет их место в ряду последовательности геологических событий, отражающее генетическую принадлежность к уровню и этапу магнообразования. В качестве гомологов более древних гранитоидных интрузий, с которыми парагенетически связано оруденение, рассматриваются экструзии второго и третьего геолого-генетических типов (экструзии стратовулканов и пост-кальдерные экструзии).

4. Экструзии третьего геолого-тектонического типа завершают длительное, устойчивое, непрерывное и направленное развитие центров магматической и металлогенической активности и являются индикаторами рудосносных вулcano-тектонических структур — потенциальных рудных районов, что позволяет делать практические рекомендации в прогнозной оценке вулканических районов. Наиболее перспективными для нахождения промышленных концентраций рудных элементов являются вулcano-тектонические структуры, характеризующиеся проявлением экструзий третьего типа и имеющие в своих пределах выводы миоценового вулка-

ногенного фундамента. Наличие выходов миоценовых образований в центральных частях структур на пересечении радиальных разломов с концентрически-кольцевыми дает возможность рассматривать их как потенциальные рудные узлы.

5. Закономерно развивающийся тектоно-магматический процесс в пределах каждой вулcano-тектонической структуры обусловил закономерное развитие и сопряженного с ним процесса гидротермальной деятельности и рудообразования. Пространственное положение продуктов гидротермальной деятельности и тесно связанного с ними оруденения определяется локализацией их в зонах повышенной эндогенной проницаемости — в центральных частях вулcano-тектонических структур или на участках пересечения и сопряжений кольцевых и радиальных структурообразующих разломов. Приуроченностью к зонам повышенной эндогенной проницаемости обусловлена и постоянно наблюдаемая пространственная связь продуктов гидротермальной и интрузивной (экструзивной) деятельности.

6. Данные по рудоносности гидротермально измененных пород плиоценового возраста в совокупности с примерами из мировой практики позволяют изменить односторонний критерий оценки месторождений верхнего структурного этажа Камчатки как только серных месторождений и рекомендовать при их оценке проведение поисковых работ на медь и другие металлы.

7. Специфичность продуктов магматической деятельности позднемиоцен-четвертичного тектоно-магматического этапа развития Корьякско-Камчатской области заключается в широком развитии преимущественно андезитовой известково-щелочной вулcano-плутонической формации. Характерной особенностью пород этой формации является значительная газоносность и обогащенность серой. Указанная специфичность обусловила не только широкое развитие в отложениях верхнего структурного этажа Камчатки серных месторождений и алунитизации, но и формирование медных руд впервые установленного на Камчатке своеобразного сульфосолевого типа, ведущая роль в составе которых принадлежит сульфоарсенатам меди — энэргиту и люцититу. Промышленная значимость оруденения подобного типа подтверждается примерами их эксплуатации в ряде районов Тихоокеанского рудного пояса.

8. Формирование плиоценовой рудной минерализации происходило в приповерхностной обстановке, что привело к образованию ксенотермальных месторождений и рудопроявлений с пространственной совмещенностью высоко- и низкотемпературных рудных парагенезисов. Из этого следует, что выявленные на уровне современного эрозионного среза серные руды являются прямым поисковым признаком для обнаружения на некоторой глубине полиметаллических руд.

9. Закономерной чертой каждого вулканического цикла и тектоно-магматического этапа в целом является комплексность рудообразующих процессов, а металлогеническая специализация отдельных циклов определяется геодинамическими условиями протекания рудного процесса. Направленное изменение геодинамических условий в развитии складчатых областей определяет и направленное изменение термодинамических условий рудообразования при едином глубинном (подкоровом) источнике металлов.

1. *Авдеев А.В.* О кольцевых структурах магматических комплексов. — Сов. геол., 1965, № 10, с. 50—67.
2. *Аверьянов И.П.* Гидротермально измененные породы и условия их образования. — Труды СахКНИИ, 1966, вып. 16, с. 169—178.
3. *Апрелков С.Е., Ежов Б.В.* Вулкано-тектонические структуры Центральной Камчатки. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 325—326.
4. *Байков А.Н.* Магматизм и оруденение позднемелового вулканизма Центральной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1970. 25 с.
5. *Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В.* О мантийном источнике рудного вещества и его роли в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 12—31.
6. *Белый В.Ф.* Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1969. 175 с.
7. *Беспалов В.Ф.* Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1, с. 129—154.
8. *Бетехтин А.Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 125—279.
9. *Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Л.: Госгеолиздат, 1955. 88 с.
10. *Блок Н.И.* Качественный химический анализ. М.: Госхимиздат, 1952, с. 219.
11. *Борисов О.Г.* Особенности газо-гидротермальных проявлений на пирокластических потоках: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1965. 27 с.
12. *Борисов О.Г.* К вопросу о происхождении вулканической серы. — В кн.: Вопросы геологии Северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966, с. 153—155.
13. *Борисов О.Г., Борисова В.Н.* Экструзии и связанные с ними газо-гидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974. 200 с.
14. *Бухаров А.А.* Среднепротерозойские вулканогенные формации в истории Земли. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 203—250.
15. *Василевский М.М.* Зональность и генезис измененных пород и оруденения в Центрально-Камчатской рудной зоне. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19, с. 145—164.
16. *Василевский М.М., Стефанов Ю.М., Широкий Б.И., Кутыев Ф.Ш., Округин В.М.* Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки и проблемы рудной специализации, этапов тектоно-магматического развития складчатых областей. — В кн.: Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977, с. 14—59.
17. *Василевский М.М., Тарасенко Т.В., Харченко Ю.И., Кутыев Ф.Ш.* Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования). — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 167—175.
18. *Власов Г.М.* Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности. — Сов. Геол., 1958, № 5, с. 3—19.
19. *Власов Г.М.* История геологического развития Приохотских складчатых областей. — В кн.: Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М.: Гостоптехиздат, 1959, с. 12—47.
20. *Власов Г.М.* Рудные формации вулканогенных зон Тихоокеанского побережья (Дальний Восток). — Труды Лабор. палеовулканол. Каз. ин-та минер. сырья, 1963, вып. 2.
21. *Власов Г.М.* — В кн.: Геология СССР, Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964, 734 с.
22. *Власов Г.М.* Происхождение зонального строения Тихоокеанского рудного пояса (на примере Курило-Камчатской дуги). — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геол. конгр. Проблемы 14, 16. М.: Недра, 1965, с. 207—216.
23. *Власов Г.М.* О цикличности вулканических процессов. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967, с. 27—41.
24. *Власов Г.М.* О Тихоокеанском сероносном поясе. — Сов. геол., 1969, № 7, с. 24—38.

25. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. И.: Наука, 1971. 360 с.
26. *Власов Г.М., Борисов О.Г.* Различия в геологическом строении и газо-гидротермальных процессах Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского вулканических поясов. — В кн.: Вопросы геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966, с. 47—50.
27. *Власов Г.М., Василевский М.М.* Зональность измененных пород Срединного Камчатского хребта. — Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 3, с. 679—683.
28. *Власов Г.М., Василевский М.М.* Генезис и взаимоотношение вторичных кварцитов и пропилитов Срединного Камчатского хребта. — В кн.: Труды первого вулканологического совещания, Ереван, 1959. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 286—292.
29. *Власов Г.М., Василевский М.М.* Металлогенические особенности Курило-Камчатской дуги. — В кн.: Материалы к Первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960, с. 101—104.
30. *Власов Г.М., Василевский М.М.* Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964. 220 с.
31. *Власов Г.М., Петраченко Е.Д.* Центрально-Камчатский сероносный район. — В кн.: Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 66—75.
32. *Гиллебранд В.Ф., Лендель Г.Э., Брайт Г.А., Гофман Д.И.* Практическое руководство по неорганическому анализу. М.: Госхимиздат, 1957, с. 178.
33. *Главатских С.Ф.* Современные фации гидротермально измененных пород Узона. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 169—172.
34. *Дворцова К.И.* Девонский вулкан Центрального типа в Чу-Илийских горах. — Труды Лаб. палеовулканол. Алма-Ата, 1963, вып. 1, с. 40.
35. *Долматов Б.К.* Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1972, с. 26.
36. *Дуничев В.М.* О взаимосвязи медно-полиметаллического и серного оруденения и их связи с вулканизмом на о. Кунашир (Курильские острова). — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 253—258.
37. *Еркин В.М.* О двух типах серного оруденения на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 2, с. 422—425.
38. *Еркин В.М.* Особенности серного оруденения во вторичных кварцитах Центральной Камчатки. — Геол. и геофиз., 1969, № 5, с. 28—37.
39. *Еркин В.М.* Структурно-генетические особенности газо-гидротермальных месторождений самородной серы Камчатки: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1970. 30 с.
40. *Ермаков Н.П.* Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 375 с.
41. *Зейлик Б.С., Виньковецкий Я.А.* О выявлении крупных древних вулканов в Центральном Казахстане: (Вопросы методики). — Сов. геол., 1968, № 4, с. 103—113.
42. *Изох Э.П., Русс В.В., Купаев И.В., Наговская Г.И.* Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.
43. *Ицксон М.И., Бергер В.И.* Металлогенический анализ Восточно-Азиатского и Аляска-Камчатского звеньев Тихоокеанского пояса. — Сов. геол., 1972, № 5, с. 38—46.
44. *Карбивничий И.Н., Тарасенко Т.В.* Некоторые особенности металлогении золота на Камчатке и в юго-западной части Корякского нагорья. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.
45. *Кирсанова Г.П.* Гидротермы Киреунской долины в Срединном хребте Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 239—246.
46. *Коржинский Д.С.* Теория инфльтрационного метасоматоза с образованием реакционных минералов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 4.
47. *Котляр В.Н.* О некоторых вопросах и аналогиях минерализации в связи с неогидротермализмом. — В кн.: Современный вулканизм, М: Наука, 1966, с. 225—230.
48. *Кропачев С.М., Сухарев Н.Г., Сухарева В.К., Округин В.М., Яковлев Г.Ф.* Липаритовые порфиры Стрельчанского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12, с. 46—59.
49. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964, с. 387.
50. *Кутыев Ф.Ш., Лебедев М.М., Максимовский В.А.* О природе вулканотектонической структуры Хангра. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 7, с. 35—46.

51. *Лебедева С.И.* Определение микротвердости минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 123 с.
52. *Магакьян И.Г.* Рудные месторождения. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 335 с.
53. *Мейер Ч., Ши Э., Годдард Ч., мл.,* и др. Рудные месторождения района Бьютт в Монтане. — В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972, т. 1, с. 483—529.
54. *Мелекесцев И.В.* Принципы и методы возрастного расчленения и корреляции четвертичных вулканических образований (на примере Камчатки). — В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969, с. 50—59.
55. *Меняйлов А.А.* Вулкан Шивелуч — его геологическое строение, состав и извержения. — Труды Лабор. вулканол., 1955; вып. 9. 264 с.
56. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Роль туфолаво-игнибритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966, с. 266—281.
57. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
58. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. 262 с.
59. *Набоко С.И.* Металлоносность кальдеры Узон. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 91—96.
60. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Современная рудная минерализация в кальдере Узон. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 3, с. 684—688.
61. *Наковник Н.И.* Вторичные кварциты СССР. М.: Недра, 1968. 335 с.
62. *Огородова А.С.* Особенности гидротермального процесса в зоне кислотного выщелачивания (на примере II-й группы Южно-Камбального термального поля). — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 173—184.
63. *Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С.* Вулкан Уксичан в Срединном хребте Камчатки. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967, с. 93—111.
64. *Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С.* Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 192 с.
65. *Озерова Н.А., Айдиньяк Н.Х., Добровольская М.Г.* О современном образовании ртутной минерализации в Курило-Камчатской вулканической области. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 293—299.
66. *Окрузин В.М.* Геология и оруденение Стрежанского рудного поля (Рудный Алтай): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1973. 16 с.
67. *Окрузин В.М., Широкий Б.И.* Рудные минералы включений затвердевших расплавов во акраплиениках пород кислых экструзий вулкана Чашаконджа (Центральная Камчатка). — Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1976, № 52, с. 135—144.
68. *Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А.* Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 545 с.
69. *Петраченко Е.Д.* Вертикальная зональность и серное оруденение на рудопроявлении р. Половинной (Камчатка). — В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 154—156.
70. *Петраченко Е.Д.* Два подтипа метасоматических серных месторождений. — В кн.: Материалы ко Второй конференции по околорудному метасоматизму. Л.: ВСЕГЕИ, 1966, с. 176—177.
71. *Петров В.С.* Термальные источники хр. Тумрок (Восточная Камчатка) и минеральные отложения из них. — В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970, с. 144—157.
72. *Пийп Б.И.* Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Россошина, Гаванки и Налбичеви на Камчатке. — Труды Камчат. комплекс. экспед. 1933—1937 гг., 1941, вып. 2. 118 с.
73. Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977. 296 с.
74. *Ротман В.К.* О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки. — Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 4, с. 913—917.
75. *Ротман В.К.* О формации зеленых туфов и некоторых связанных с ней проблемах. — Геол. и геофиз., 1965, № 12, с. 54—62.
76. *Рудич К.Н.* Магматизм и особенности тектонического строения хребта Сарычева. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 123 с.
77. *Рудич К.Н.* О типах и условиях становления субвулканических тел. — В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970, с. 5—26.
78. *Рудич К.Н.* Характерные черты кайнозойского вулканизма. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973.

79. Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1967. 192 с.

80. *Русинов В.Л.* Геологические и физико-химические закономерности пропитализации. М.: Наука, 1972. 204 с.

81. *Скорыходов В.Н.* Некоторые особенности эволюции четвертичного вулкана Уксичан (Срединный хребет Камчатки). — В кн.: Палеовулканические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976, с. 113—121.

82. *Смирнов В.И.* Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 5—12.

83. *Смирнов С.С.* О Тихоокеанском рудном поясе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.

84. *Стефанов Ю.М.* Металлоносность продуктов четвертичного вулканизма. — Бюл. вулканол. станций, 1976, № 52, с. 75—82.

85. *Стефанов Ю.М., Василевский М.М.* Рудные парагенезисы, метасоматитов четвертичных вулканов как индикаторы геодинамических условий рудообразования. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 148.

86. *Стефанов Ю.М., Широкий Б.И.* Роль интрателлурического потока в распределении олова в субвулканических телах и экзструзиях (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 204.

87. *Таусон Л.В.* Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм. — В кн.: Химия земной коры, 1964, т. 2, с. 229—239.

88. *Терзиев Г.И.* О люцит-фаматинитовой серии минералов. — ЗВМО, 1966, ч. 95, вып. 3, с. 260—271.

89. *Тимербаева К.М.* Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука, 1967. 208 с.

90. *Уайт Д.Е., Уоринг Г.А.* Вулканические эманации. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 9—48.

91. *Устиев Е.К.* Проблемы вулканизма — плутонизма: Вулкано-плутонические формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12, с. 3—30.

92. *Федоренко С.И., Скрипко К.А.* Вулканы Кроноцкого района на Камчатке. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969, с. 98—121.

93. *Фрейд Г.М.* Основные черты верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. — В кн.: Проблемы вулканизма: Материалы к I Всесоюзному вулканологическому совещанию. Ереван, 1959, с. 255—256.

94. *Шацнер А.Е.* Некоторые особенности позднекайнозойского вулканизма и тектоники Восточной и Центральной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Петропавловск-Камчатский, 1968. 30 с.

95. *Шацнер А.Е., Гелтнер А.Д., Егорова И.А., Лупикина Е.Г., Певзнер М.А., Челебаева А.И.* Вулканогенные толщи хр. Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 73—82.

96. *Шацнер А.Е., Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В.* Денудационно-вулканогенно-тектонические горы. — В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974, с. 142—162.

97. *Шеймович В.С.* Плиоценовый субвулканический комплекс Центральной Камчатки и его рудоносность. — В кн.: Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулкано-тектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток, 1971, с. 56—58.

98. *Шеймович В.С., Валов М.Г.* О возрасте рудообразований в Быстринском и Срединном хребтах Центральной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, с. 110—115.

99. *Шлосберг М.А.* Структурные особенности размещения субвулканических образований в Ульинском прогибе (Охотско-Чукотский пояс), на петрохимических свойства и связь с интрузивными образованиями. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.

100. *Щеглов А.Д.* Металлогения срединных массивов. Л.: Недра, 1971. 148 с.

101. *Щеглов А.Д.* Источники рудного вещества в областях тектоно-магматической активизации. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 58—65.

102. *Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 244 с.

103. *Яковлев Г.Ф., Яковлева Е.Б.* Флюидпорфировые комплексы юго-западного Алтая. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1973, № 2, с. 72—86.

104. Ярмолюк В.В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 190 с.
105. Akatsuka K. Notes on the ore deposits of the Nakase mine, Hyogo Prefecture, Japan. — Geol. Sci. Hitoshima Univ., 1961, C-3, N 3-4, p. 425-455.
106. Anderson E.M. Cone-sheets and ring-dykes: the dynamical explanation. — Bull. Volcan. Erupt., 1937, vol. 15.
107. Branch C.D. Volcanic cauldrons, ring complexes and associated grand granites of the George town Inlier, Queensland. — Bull. Bur. Min. Resour., Geol. and Geophys., 1966, vol. 76. 158 p.
108. Denholw L.S. Structural and economic aspects of the Vatukoula caldera, Fiji. — Bull. Volcan. Erupt., 1966, vol. 20, p. 223-235.
109. Follinsbee R.E., Kirkland K., Nekolaichuk A., Smejkal V. Chinkuashin-a gold-pyrite-energite-barite hydrothermal deposit in Taiwan. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1972, vol. 135, p. 323-335.
110. Harvey R.D., Vitaliano Ch. J. Wall-rock alteration in the Goldfield district, New Contry Nevada. — Econ. Geol., 1961, vol. 56, N 7, p. 1117-1129.
111. Jacobson R.R.E., Mac-Leod W.N., Black R. Ring-complexes in the Younger Granite province of northen Nigeria. — Mem. Geol. Cos. London, 1958, vol. 1. 72 p.
112. Johnson R.L. The reology of Dorowa and Shawa carbonatite complexes, Southern Rhodesia. — Geol. Soc. S. Afr., 1961, col. 64.
113. Koide H., Bhattacharji S. Formation of fractures around magmatic intrusions and their role in ore localization. — Econ. Geol., 1975, vol. 70, N 4, p. 781-799.
114. Lovering T.C., Goddard E.N. Geology and ore-deposits of the Cripple Creek, Colorado. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1950, N 223.
115. Oftedahl Chr. Studies on igneous rock complex of the Oslo region. Acad. Oslo, 1957, N 4.
116. Petersen U. Regional geology and major ore-deposits of Central Peru. — Econ. Geol., 1965, vol. 60, N 3, p. 407-476.
117. Richey J.E. Some features of Tertiary volcanicity in Scotland and Ireland. — Bul. Volcan. Erupt., 1937, vol. 15.
118. Roberts R.J., Irving E.M. Mineral deposits of Central America. — U.S. Geol. Surv. Bull., 1957, N 1034, p. 00-00.
119. Skinner G. Assamblage energite-famatinite a possible geologic thermometer. — Geol. Amer. Bul., 1960, vol., 71.
120. Smith R.L., Bailey R.A. Resurgent cauldrons: Their relation to granitic ring complexes and large volume rhyolitic ash flow fields. — In: Intern. Symposium Volcanology, Tokyo, 1962, May.: Sci. Council Japan, 1962, p. 67-68.
121. Smith R.L., Bailey R.A. Resurgent cauldrons. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1968, vol. 116, p. 613-662.
122. Stillman C.J., Cox K.G. The Chikala hill syenite complex of S. Nyasaland. — Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr., 1960, vol. 63.
123. Thomson I.E., Williams H. The myth of the Sudnury Lopolith. — In 20th Intern. Geol. Congr., Mexico, 1956.
124. Turner D.S. Ring-structures in the Sara-Fier Younger Granite complex, northern Nigeria. — Geol. Soc. London Quart. Jour., 1963, vol. 119, pt. 3, N 475, p. 345-366.
125. Weissberg B.G. Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters. — Econ. Geol., 1969, vol. 64, N 1, p. 95-108.
126. Williams H. Calderas and their origin. — Bull. Geol. Sci., Univ. Calif. Publs, 1941, vol. 25, N 6, p. 239-346.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
<i>Глава I</i>	
ОБЪЕКТЫ И ПРИНЦИПЫ ИССЛЕДОВАНИЯ, ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ	4
<i>Глава II</i>	
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КАМЧАТКИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ И МЕСТО ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА В ЕЕ ИСТОРИИ И СТРУКТУРЕ	8
<i>Глава III</i>	
ЭКСТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ, МЕТАСОМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ В СИСТЕМЕ КОЛЬЦЕВЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР КАМЧАТКИ	12
<i>Глава IV</i>	
ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЭКСТРУЗИЙ	49
<i>Глава V</i>	
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА И РУДОНОСНОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ	53
<i>Глава VI</i>	
НОВЫЙ ТИП МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЧАТКИ	75
<i>Глава VII</i>	
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА КАМЧАТКИ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР	88
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.	97
ЛИТЕРАТУРА	99

Юрий Михайлович Стефанов, Борис Иванович Широкий
МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА КАМЧАТКИ

Утверждено к печати Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР

Редактор Т.Б. Гришина. Художник А.А. Дюков
Художественный редактор С.А. Литвак. Технический редактор Г.И. Астахова

ИБ № 17226

Подписано к печати 22.08.80. Т-15828. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печ. л. 6,7. Уч.-изд. л. 8,7. Тираж 650 экз.
Тип. зак. 1559. Цена 1 р. 30к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 30 к.

3496