

## ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА АВТОХТОННОЙ ПРИРОДЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ ЧУКОТКИ

*И.В. Тиболов*

*Закрытое акционерное общество "Чаунское горно-геологическое предприятие" (ЗАО ЧГТП), г. Певек  
Институт Земной коры им. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга СПб ГУ, г. Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 11 октября 2001 г.

Показана автохтонная природа регионально развитых позднемезозойских малых интрузий Чукотки, формирование которых происходило в приповерхностных условиях древнего рельефа. Приведены структурно-геологические и микроскопические особенности строения малых интрузий, свидетельствующие об их твердофазном происхождении.

**Ключевые слова:** малые интрузии, дайка, метасоматоз, рельеф, Чукотка.

### ВВЕДЕНИЕ

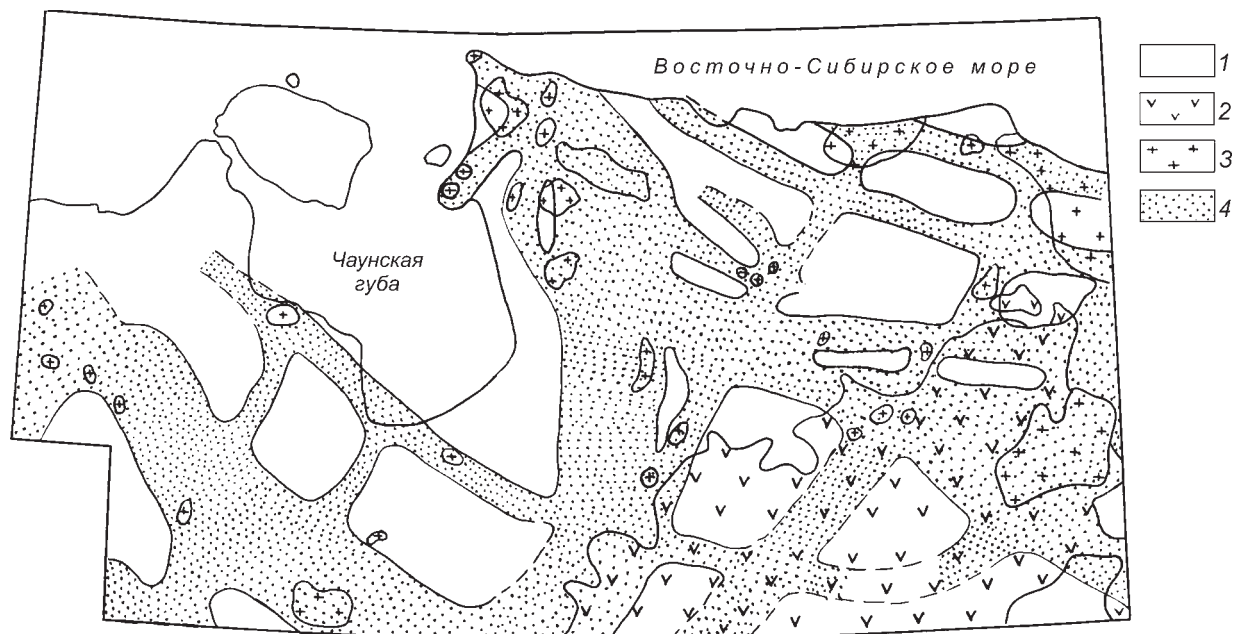
Малые интрузии мелового возраста Чукотской системы, представленные дайками, много реже штоками и телами сложной морфологии, находятся в сфере геологического познания с первых экспедиций Арктического научно-исследовательского института [3, 27]. Достаточно долго дайки и небольшие штоки различного состава и структурного облика считались дериватами гранитоидных массивов и вулканических комплексов. Первым исследованием, в котором меловые малые интрузии рассматривались как регионально развитые образования, связь которых с магматизмом крупных форм имеет более сложную природу, стала известная работа М.Л. Гельмана [4]. В этой работе в составе малых интрузий Анюйской структурной зоны Чукотской системы, слагающих протяженные дайковые пояса, был выделен ряд обособляющихся петрологических групп и показан неоднозначный характер их возрастных взаимоотношений с меловыми гранитоидными массивами.

Позднее появились представления о полной петрологической самостоятельности меловых малых интрузий региона, среди которых было предложено различать образования раннемелового раучуанского и позднемелового ичувеевского комплексов [19]. Теперь они именуется как гипабиссальные раннемеловой раучуанский комплекс диорит-порфиринов, гранодиорит-порфиринов и позднемеловой ичувеевский комплекс лампрофиринов, сиенит-порфиринов и риолитов [25]. Малые интрузии этих комплексов группируются в протяженные поясовые структуры, слагающие систему продольных и поперечных к основному струк-

турному плану чукотских мезозоид дайковых поясов (рис. 1).

Образования раучуанского комплекса проявляются главным образом в пределах Анюйской структурной зоны мезозоид и практически отсутствуют в дайковых поясах Чаунской зоны, что следует рассматривать как одно из проявлений региональной петрологической зональности. Образования ичувеевского комплекса развиты повсеместно, и для них наличие региональной зональности выявляется при сравнительном анализе их структурно-петрологических особенностей в поясах Анюйской и Чаунской зон. Напомним, что геологическая вилка времени формирования раучуанского комплекса – после раннемеловых вулканитов Тытыльвеевской впадины и их гомологов и до раннемеловых гранитоидов [5]. Позднемеловой ичувеевский комплекс завершает позднемезозойский магматизм региона, формируясь после альб–сеноманских вулканитов внешней зоны Центрально-Чукотского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП).

Обсуждаемые в настоящей работе материалы собраны в образованиях ичувеевского комплекса. Он представлен дайками, силлообразными телами, реже – телами штокообразной и более сложной формы. Они исключительно разнообразны по составу (от базитов до ультракислых пород при широких вариациях щелочности) и структурному облику (полно- и неполнокристаллические, равномернозернистые, порфириновидные и резко порфириновидные). Это разнообразные лампрофиры (биотитовые, биотит-пироксеновые до пироксеновых, с широкими вариациями соот-



**Рис. 1.** Пояса позднемезозойских малых интрузий Севера Чукотки.

1 – мезозоиды, 2 – вулканыты ОЧВП, 3 – позднемезозойские гранитоидные массивы, 4 – пояса малых интрузий (преимущественно дайки).

ношений плагиоклаза и калишпата), диорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры, разнообразные монцитониты, кварцевые диориты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры, граниты, лейкограниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, дациты, трахидациты, риодациты, риолиты, трахириолиты, натровые ультракислые риолиты, андезиты, трахиандезиты, андезибазальты, базальты, долериты и пр.

Пестрота состава пород комплекса в интрузивно-магматической модели его формирования, на первый взгляд, вполне естественно укладывается в представления о сложном, многоактном (многофазном) процессе его становления. В свое время автор пришел к выводу о трехстадийном (начальная, основная и заключительная стадии) процессе формирования ичувеевского комплекса, в ходе которого некоторые разности пород, в частности, лампрофиры, андезибазальты, базальты, проявлялись неоднократно [19]. Начальная (лампрофиры, диоритовые и кварцевые диорит-порфиры) и заключительная (андезиты, андезибазальты и базальты, реже лампрофиры) стадии формирования комплекса характеризуются неширокими вариациями составов пород в их объеме. В отличие от них, основная стадия типизируется по широкому разнообразию составов пространственно тесно сближенных малых интрузий. При этом отчетливо проявляется теснейшая взаимосвязь петрологических особенностей малых интрузий со структурно-

тектоническими условиями их формирования в объеме каждой стадии, выраженных в особенностях морфологии малых интрузий и степени сложности их внутреннего строения. Наиболее сложным по составу сериям малых интрузий основной стадии отвечает и наиболее сложная геодинамическая обстановка их становления. Именно здесь развиты наиболее мощные групповые дайки, тела сложной морфологии, дуговые, конические и штокообразные тела. Внутреннее строение тел отличается широкими вариациями сложности – от сравнительно однородных до весьма неоднородных, в том числе с контрастными по составу фациями. Менее сложным по составу малым интрузиям начальной и заключительной стадий отвечает и существенно менее сложная геодинамика их формирования. Малые интрузии этих стадий представлены преимущественно прямолинейными дайками, реже силлами. Групповые дайки здесь сравнительно маломощны. Неоднородности внутреннего строения даек отвечают вариациям близких по составу пород.

Анализ особенностей размещения образований разных стадий в пределах дайковых поясов выявляет ареальные тенденции пространственного развития последних. Разномасштабные ареалы разностадийных образований комплекса устанавливаются для многих дайковых поясов региона. Последнее следует признать удивительным, поскольку трудно предположить какой-либо устойчивый механизм “запрещения” разновозрастных внедрений небольших объе-

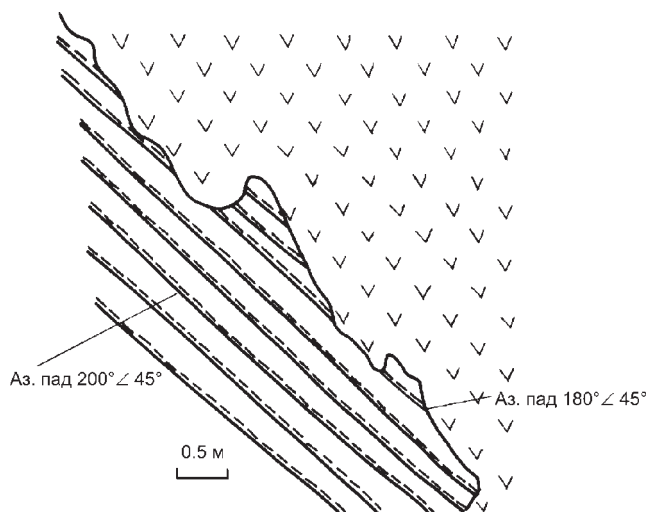
мов магматических расплавов в одну и ту же зону дайкового пояса. Именно ареальный (ареально-зональный) характер размещения разностадийных образований комплекса поставил под сомнение концепцию о многофазной природе малых интрузий комплекса и предопределил необходимость более детального изучения характера интрузивных контактов в многоактных дайках и пересекающихся телах.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате проведенных исследований выяснилось, что интрузивные границы в многоактных телах и пересекающихся дайках являются ложными. Под микроскопом выявляется, что макроскопически четкие (“резкие”, “интрузивные”, “фазовые”) контакты являются не поверхностями раздела разновозрастных образований, а высокоградиентными границами структурно-петрологических неоднородностей, то есть, фациальными границами. На это указывает, прежде всего, отсутствие следов активного воздействия на минеральные агрегаты более “древней” породы – катаклаза или замещения со стороны более “молодой”. Граница раздела под микроскопом обычно неотчетлива, ансамбли кристаллов граничащих пород структурно взаимосогласованы. Часто наблюдаются кристаллы, пересекающие граничную зону без проявления каких-либо кристалломорфологических и кристаллооптических изменений. Типично проявление эндоконтактовых изменений с обеих сторон от граничной зоны, выражаемое как в изменении структуры (характер зернистости, степень идиоморфизма кристаллов, структурный рисунок), так и состава (в первую очередь, количественное соотношение калиевых и мафических минералов). При этом, макроскопически наблюдаемые эндоконтактовые изменения по обе стороны от контакта могут быть выражены с разной степенью наглядности.

Показательно, что совершенно идентичный характер имеют четкие контакты округлых и линейных шлировых обособлений в породах ичувеевского комплекса. Речь идет о шлирах лампрофиров, диоритовых порфиринов, кварцевых монзонит-порфиринов, сиенитов и кварцевых сиенит-порфиринов, трахиандезитов, плагиогранитов в дайках кислого и умереннокислого состава. В подобных шлирах, размером от первых до первых десятков сантиметров и более, нередко наблюдается неоднородный характер контакта – с переходами резких границ в нечеткие, постепенные.

Осознание одноактности процесса формирования пород ичувеевского комплекса предопределило вопрос о механизме формирования наблюдаемого



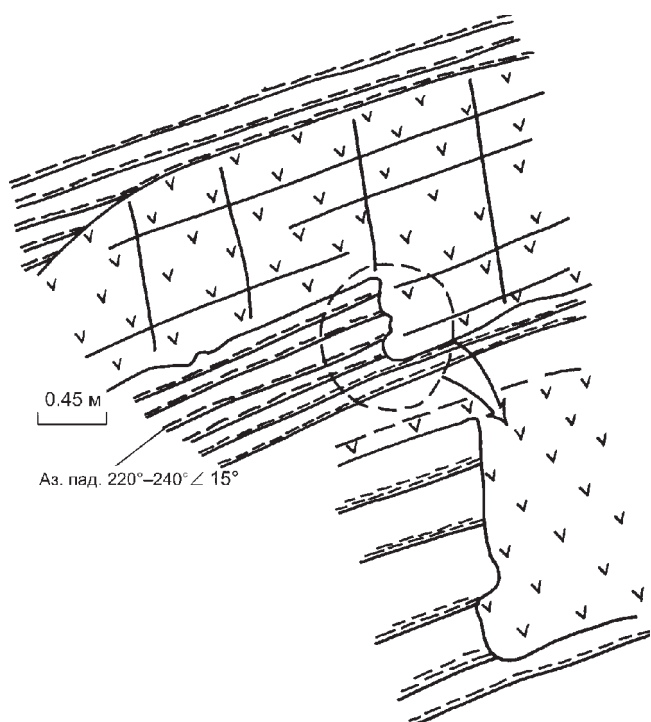
**Рис. 2.** Пример отсутствия следов механического воздействия на вмещающие породы со стороны дайки с извилисто-угловатым характером контакта.

Лежащий контакт дайки андезитов, полого секущей слоистость вмещающих сланцево-алевролитовых отложений. Мощность дайки около 12 м, р. Линлиней.

разнообразия структурно-петрологических неоднородностей в объеме комплекса. В связи с тем, что традиционная интрузивно-магматическая модель в подобной ситуации требует введения геологических условий, выходящих за рамки здравого смысла, на первый план выходит автохтонная модель формирования малых интрузий. Это непривычный взгляд на генезис малых интрузий, и для его корректного обсуждения потребовалось, прежде всего, поставить вопрос о геологических свидетельствах автохтонной природы дайковых тел ичувеевского комплекса. Ревизия имеющихся данных и дополнительные полевые наблюдения привели к появлению материалов, излагаемых в настоящей работе.

### Характер взаимоотношений дайковых тел с вмещающими породами рамы

Характер взаимоотношений малых интрузий региона с вмещающими породами исследован сравнительно слабо, что обусловлено небольшим количеством коренных выходов малых интрузий. Вместе с тем, даже и отрывочные наблюдения в коренных выходах указывают на отсутствие геологически выраженных следов активного воздействия со стороны дайковых тел на вмещающие породы. Прежде всего, это наблюдения над резко неровными контактами даек, “пассивный” характер которых по отношению к слоистым вмещающим породам весьма нагляден (рис. 2, 3). Показательна в этом отношении пластовая дайка, показанная на рис. 3. В ее лежащем контакте



**Рис. 3.** Резкий угловатый выступ в лежачем контакте субсогласной дайки мелкозернистого диорит-порфирита, не имеющий следов механического воздействия на вмещающие породы – параллельнослоистые алевролиты и аргиллиты. Береговые обрывы р. Яракваам.

наблюдается резкий выступ, отвечающий примерно половине мощности дайки. Во вмещающих – четко стратифицированных сланцево-алевролитовых отложениях – на этом выступе не фиксируется никаких следов механических воздействий со стороны дайкового тела. Представляется вполне очевидным, что при интрузивно-разрывной модели формирования дайкового тела столь мощный угловатый выступ в раздвигающейся трещине не может не нести следов механического воздействия на вмещающие породы, прежде всего, в виде трещиноватости, сопутствующей раздвигающейся полости.

#### **Феномен наличия пологой кровли у крутопадающих даек (тупое выклинивание крутопадающих даек по восстанию)**

Считается априори, что у вскрытых – по данным наблюдений в элювиально-делювиальных отложениях современного рельефа – дайковых тел верхние части эродированы. Как выясняется, существенная информация по характеру проявления дайковых тел в рыхлых образованиях ускользает от внимания геологов и при наблюдении в канавах. Связано это с тем, что основные объемы канав проходятся с применением взрывчатых материалов методом “на выб-

рос”, при котором борта выработок нацело перекрываются рыхлыми техногенными образованиями. Достоверно наблюдать особенности строения рыхлого разреза в подобных горных выработках обычно нельзя. Возможность наблюдения особенностей геологии в элювиальных (делювиально-элювиальных) образованиях дают только каналы, пройденные либо “вручную” – когда взрывчатые материалы применяются для “рыхления” горных пород (что делалось в чукотской геологии в сороковые – пятидесятые годы), либо механическим способом – при бульдозерной проходке. Подобные каналы, пройденные на водоразделах в элювиальных и делювиально-элювиальных отложениях, хорошо сохраняются, что позволяет вести наблюдения как во вскрытых коренных породах, так и в перекрывающих их рыхлых образованиях.

В 1998 году на междуречье Этапваам–Средний Ичувеем (район прииска Комсомольский) в нескольких канавах автору удалось наблюдать “неполно вскрытые” дайки лампрофиров ичувеемского комплекса [24]. Термин “неполновскрытые” характеризует сравнительно мощные (более 10–15 м), крутозалегающие дайки, имеющие “плоскую” кровлю, которая в современном рельефе вскрыта только частично. “Плоская” кровля подобных даек конформна поверхности современного рельефа и характеризуется полого-волнообразной морфологией, с удлиненными – по простиранию дайки – гребнями и провесами. Гребневидные выступы кровли в рыхлых отложениях проявляются как развалы отдельных дайковых тел. Разделяющие их провесы кровли ограничиваются подошвой элювиальных отложений и могут наблюдаться только в открытых горных выработках – канавах, траншеях, расчистках. Отсюда “неполновскрытые” дайки имеют на поверхности вид типичных групповых даек, состоящих из сближенных субпараллельных маломощных (от полуметра до полутора–двух метров, реже более) тел, нередко кулисного строения. Отмеченные особенности геологии “неполновскрытых” даек хорошо “вписываются” в концепцию древнего рельефа чукотских мезозойд [2, 22], свидетельствуя об отсутствии постдайкового эрозионного среза на современных водораздельных поверхностях.

Обобщая имеющиеся материалы, “неполновскрытые” дайки можно рассматривать как закономерные образования в едином ряду крутопадающих даек с пологой кровлей – от нескрытых тел до полностью вскрытых. Этот ряд представляется в следующем виде:

– нескрытые “подрельефные” тела, кровля которых располагается на значимых (первые десятки

метров и более) глубинах от поверхности древнего (додайкового) рельефа;

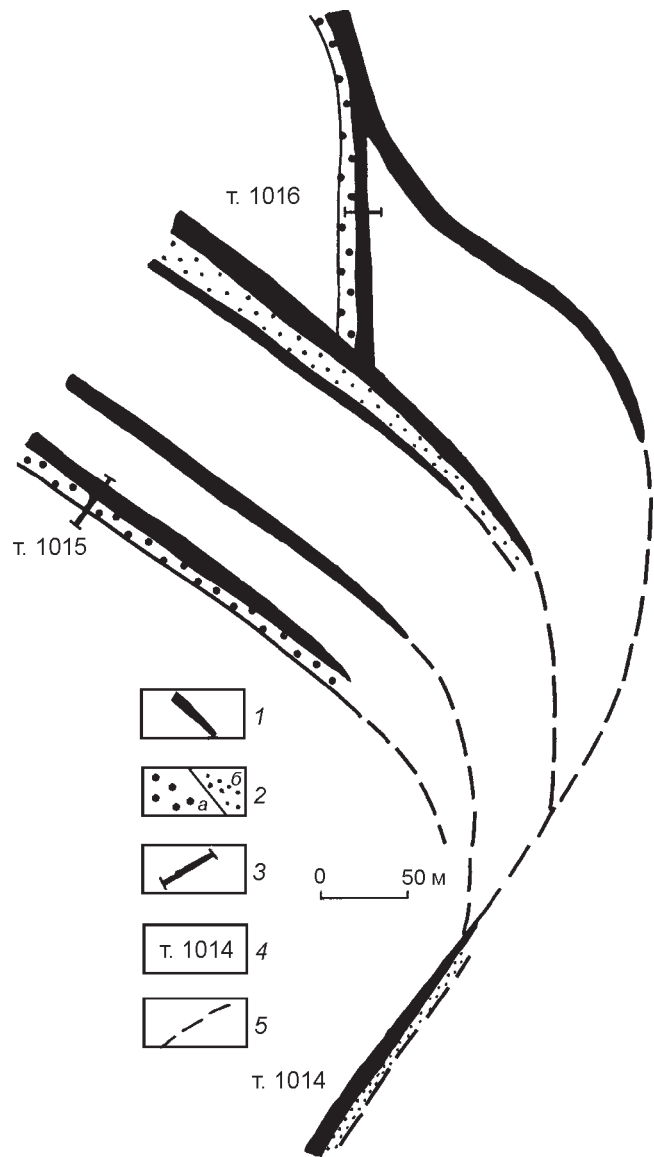
– нескрытые “прирельефные” тела, кровля которых не выходит за границу структурного элювия и строго конформна поверхности рельефа;

– “неполновскрытые” тела;

– вскрытые “прирельефные” тела, прикровельные зоны которых формируются как результат почти полного замещения обломочного материала в рыхлых образованиях древнего рельефа.

“Неполновскрытые” дайки междуречья Этапваам–Средний Ичувеем представлены сравнительно равномернозернистыми лампрофирами (рис. 4). Вмещающие их породы сложены существенно сланцево-алевролитовыми отложениями, относимыми в настоящее время к мырговаамской серии позднеюрско-раннемелового возраста [23, 25]. В наиболее представительной канаве вскрывалась субмеридиональная групповая дайка, представленная в элювиальных развалах двумя параллельными дайками сравнительно однородных биотитовых мелко- и среднезернистых лампрофиров общей шириной около 8–9 м. По полотну и стенкам канавы устанавливается (рис. 5), что здесь не группа сближенных тел, как это представляется по развалам, а единая дайка, мощностью более 20 м. Дайка, судя по вскрытому восточному контакту, крутопадающая, плоскость контакта субсогласна со слоистостью вмещающих алевролитов (Аз. пад. ЮВ 130°,  $\angle$  70°). Обломки лампрофиров в элювии имеют плитчатую форму, при этом по краям плиток нередко наблюдаются тонкие (доли мм, редко более) алевролитовые корочки, на границе с которыми в лампрофире наблюдается уменьшение зернистости. Подобные особенности свидетельствуют о том, что для образующегося лампрофира края элювиального обломка играли роль зальбанда во время его формирования в древнем элювии [20]. Западная часть дайки (около 8 м) практически не проявлена на поверхности. С глубины 20–30 см от поверхности в борту канавы вскрываются элювиальные развалы лампрофиров, представленные плитчато- и неправильно-призматическими обломками невыдержанных размеров – от первых см до 10–15 см в поперечнике, прослеживающиеся до дна канавы на глубине 0.7–0.9 м. Канавы до коренных пород здесь не добиты.

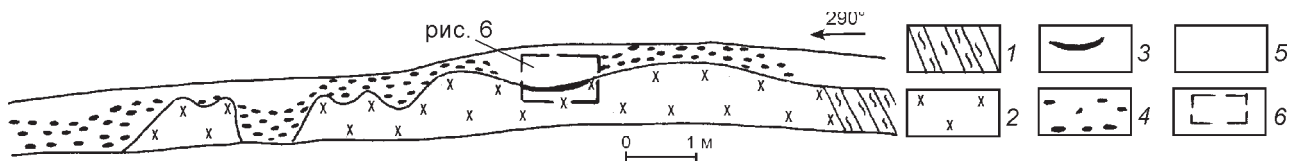
Строение восточной части дайки сложнее. Здесь она вскрыта в коренном залегании – на протяжении 9 м от восточного контакта непрерывно и далее на протяжении 3-х метров – фрагментарно. Мощность рыхлых отложений здесь не превышает 0.3–0.5 м. При этом на расстоянии около 6 м от крутого контакта дайка имеет пологоволнистую поверхность – с углами уклонов до 10° и полупериодом волны око-



**Рис. 4.** Серия неполновскрытых даек лампрофиров в сланцево-алевролитовых отложениях мырговаамской серии. Междуречье Средний Ичувеем – Ватапваам.

1–2 – лампрофиры: 1 – вскрытые в рельефе, 2 – нескрытые в “чехле” рыхлых отложений: а – достоверные, б – предполагаемые; 3 – канавы, 4 – номера точек наблюдения, 5 – предполагаемое структурное продолжение дайковых тел.

ло 2.5 м. Эта поверхность в антиформах фиксируется развалами лампрофиров в рыхлых образованиях, а в синформах ограничивается подошвой структурного элювия. То есть, вскрытая в канаве дайка имеет пологоизвилистую кровлю, в целом, конформную границе рыхлых и коренных образований, или, иначе, близка к поверхности современного рельефа. Дайкоподобные развалы лампрофиров, наблюдаемые в



**Рис. 5.** “Неполновскрытая” дайка лампрофиров – упрощенная зарисовка по стенке канавы (т.н. 1016).

1 – сланцево-алевролитовые отложения, 2 – биотитовый лампрофир в коренном залегании, 3 – призальбандовая поверхность дайки в пологом прогесе кровли с выраженной зоной “закалки”, 4 – элювиальные обломочные и обломочно-глыбовые развалы лампрофиров, в западной части канавы не выходящие на поверхность, 5 – рыхлые элювиальные отложения (щебень, обломки, мелкозем), не содержащие обломков лампрофиров, 6 – фрагмент дайки, показанный на рис. 6.



**А**



**Б**

**Рис. 6.** Коренной выступ дайки лампрофиров в северной стенке канавы.

А – вид на выступ с южного борта канавы, Б – вид на восточную часть выступа. Массивный лампрофир обозначен крестом, сланцевая “корочка” субгоризонтального зальбанда дайки обозначена буквой “а”; пунктирными линиями ограничена зона “закалки” – микро-тонкозернистый лампрофир.

рыхлых образованиях, отвечают гребневидным выступам кровли. Во вскрытом провесе кровли по бортам канавы четко фиксируются фрагменты “аномально” плоской кровли дайки (рис. 5, 6).

Пологая контактовая поверхность в провесе кровли дайки во вскрытых фрагментах коренных пород практически отпрепарирована. Характеризуется хорошо выраженной микро-тонкозернистой эндоконтактной зоной, мощностью до 2 см (рис. 6). На поверхности контакта сохраняется зальбандовая тонкая гладкая “корочка” темно-серого до черного алевролита. Местами эта гладкая “корочка” зальбанда сменяется щебенчатоподобной – мелкоугловато-неровной – зальбандовой “корочкой”, переходы между которыми непрерывные. Характер последней создает впечатление, что кровля лампрофира в ходе формирования дайки местами контактировала непосредственно с щебенчатым элювиальным материалом. Наличие обломков с подобными “щебенчатыми” контактами в развалах лампрофировых даек фиксировалось автором и в других местах. В частности, в дайках верховьев р. Нижний Ватапваам.

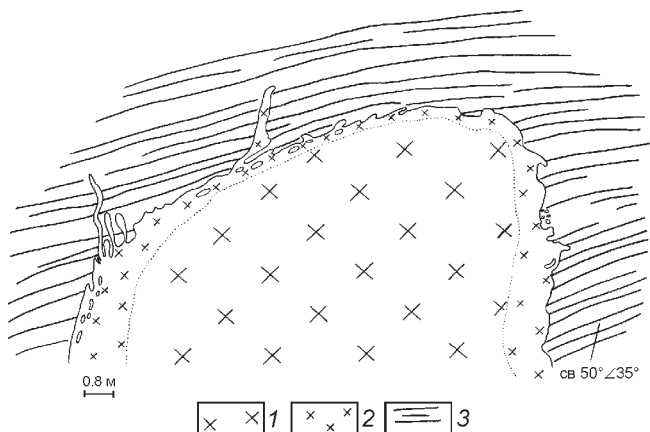
В отрезке дайки с фрагментарными коренными выходами лампрофиров последние характеризуются резко неровной, до угловато-неровной поверхностью кровли. Разделяют эти коренные выходы элювиальные развалы лампрофиров, аналогичных описанным выше – в западной части вскрываемой дайки. Интересно, что зальбандовых “корочек” алевролитового состава на краях лампрофировых обломков здесь не выявляется. Перепад высот современного рельефа в районе описываемой серии неполновскрытых даек составляет около 100 м на сравнительно небольших расстояниях, углы падения склонов от 5–10° до 20°. Пологая кровля даек в этом рельефе повсеместно конформна поверхности склона. Подобное поведение кровли меловых даек не укладывается в рамки традиционных представлений о сравнительной молодости современного рельефа (формирование его в ходе неоген–четвертичной активизации), но вполне объяснимо в концепции древности рельефа на чукотских мезозоидах [2], формирование основных современных черт которого предшествует проявлениям позднемезозойской эндогенной деятельности [22]. Волнообразный (как вкрест, так и по простиранию) характер пологой кровли “неполновскрытых” даек обуславливает их прерывистое, псевдокулисное выражение на поверхности современного рельефа. Входящие на поверхность гребневидные выступы неполновскрытых тел формировались, исходя из вышеизложенного, в маломощном чехле древних делювиально-элювиальных отложений, с почти полным замещением обломочного материала. Обсуждение меха-

низма подобного процесса выходит за рамки настоящей работы и требует отдельного исследования.

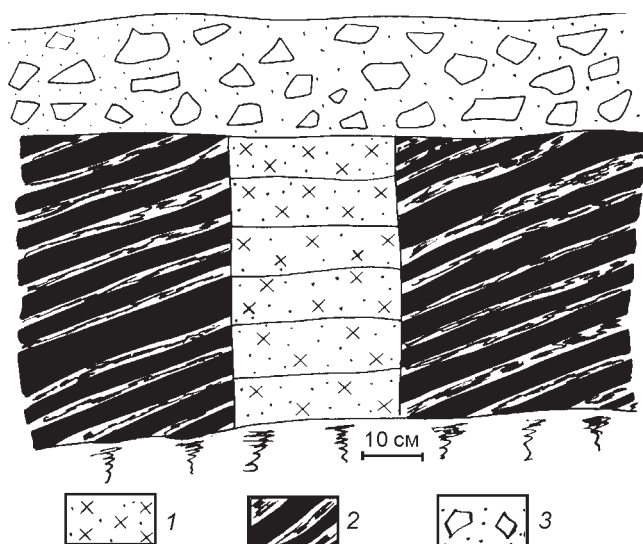
В связи с изложенным представляется, что наблюдаемые местами субизометричные поля развития сближенных даек (дайковые рои) являются выражением на поверхности “неполновскрытых” штокообразных тел. В качестве примера приведем дайковое поле, “обрамляющее” небольшой гранитоидный шток Солнечный [17]. В 1999 году автор наблюдал особенности строения этого дайкового поля в береговых обрывах правого безымянного притока р. Релькувеем, в его среднем течении. В береговых обрывах устанавливается, что сланцево-алевролитовые отложения (мырговаамская серия) обширного склона, в которых фиксируются сближенные развалы даек, слагают, по существу, маломощный чехол (первые метры) делювиально-элювиальных образований. Коренные же породы, вскрытые в протяженных (более 2 км) береговых обрывах, сложены не выдержанными по составу порфирами. Преобладают граносиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры, содержащие разнорядковые шпиры мелкозернистых биотит-пироксеновых лампрофиров.

Приведем примеры выявленных нескрытых “подрельефных” и “прирельефных” даек с пологой кровлей. В береговых обрывах северной части Певекского п-ова В.К. Политовым задокументирована выклинивающаяся мощная субвертикальная дайка диоритовых порфиритов, секущая слоистость вмещающих сланцево-алевролитовых пород позднемезозойского возраста. Отчетливо выражена плоская кровля (рис. 7), согласная со слоистостью вмещающих пород. Подобная морфология дайки противоречит интрузивному механизму формирования. При мощности дайки около 12 м раздвигающаяся под действием внедряющегося расплава трещина должна иметь протяженное (как минимум, более 12 м) клиновидное окончание. Мелкие секущие дайковые “хвостики” в прикровельной зоне, отраженные на рисунке, слишком малы для того, чтобы “компенсировать” отсутствие клиновидного конца раскрывающейся мощной трещины.

На левом борту руч. Лагерного (правобережье среднего течения р. Паляваам) в структурном элювии пологого склона, во врезанном борту автодороги между поселками Комсомольский и Майский вскрывается субвертикальная маломощная (25 см) дайка мелко-среднезернистых биотитовых лампрофиров с плоской кровлей (рис. 8). В наблюдаемом выходе дайки ярко выраженных эндоконтактных изменений не видно, равно как нет и зальбандовой корочки осадочной породы. Дайка является секущей по отношению к слоистости вмещающих осадочных пород,



**Рис. 7.** Пологая кровля крутопадающей дайки диорит-порфирита. Береговые обрывы северной части Певекского полуострова. По В.К. Политову, 1991 г.  
1 – среднезернистые диорит-порфиры, 2 – мелкозернистые диорит-порфиры, 3 – сланцево-алевролитовые отложения мырговаамской серии.



**Рис. 8.** Маломощная дайка лампрофира, перекрытая чехлом рыхлых отложений. Левобережье руч. Лагерного, расчистка в борту дороги.

1 – мелкозернистый биотитовый лампрофир с пологой плитчатой отдельностью, 2 – сланцево-алевролитовые отложения, 3 – элювиально-делювиальные образования.

трещины отдельности в ней дискордантны к плоскостям наслоения. Можно было бы предположить, что наблюдаемое “тупое” ограничение дайки по восстанью обусловлено эрозийным срезом. Но этому противоречит полное отсутствие обломков дайки на протяженном пологом склоне в щебнисто-мелкообломочном материале делювиально-элювиальных отложений. Последнее представляется невозможным в

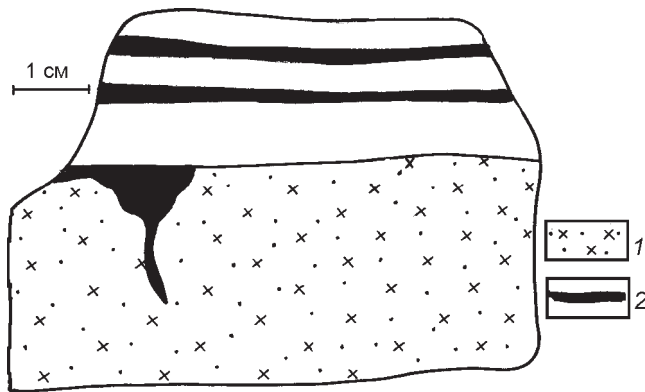
случае, если бы дайка действительно была вскрыта эрозией. Наблюдаемое здесь тело формировалось аналогично провесам кровли “неполновскрытых” даек. Аналогичные “прирельфные” маломощные дайки лампрофиров вскрыты в верховьях р. Нижний Ватапваам в ходе работ по рекультивации россыпных полигонов. В присклоновой части долины под содранными рыхлыми отложениями на поверхности коренных пород неожиданно были вскрыты крутопадающие (40–60°) субпластовые тела лампрофиров небольшой мощности (15–110 см), вверх по склону перекрытые рыхлыми отложениями.

Что касается “полновскрытых” даек, то они, по данным горных работ, характеризуются практически соответствием их делювиально-элювиальных развалов коренному телу, устанавливаемому в полотно канавы. В свете изложенного, подобные тела можно рассматривать как переход от “прирельфных” даек со сложной морфологией кровли (“неполновскрытые” тела) к “прирельфным” дайкам со сравнительно простой, “слабо гребневидной” кровлей, лишенной макроскопически выраженных признаков неординарности своего формирования.

### Разнотипные и разномасштабные скиалиты в малых интрузиях

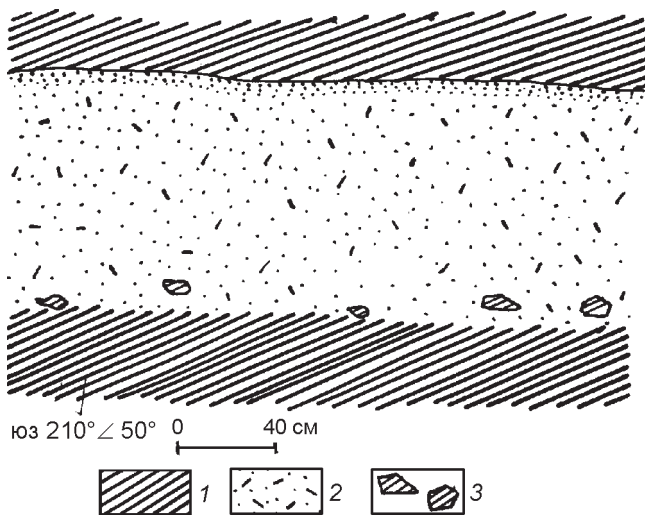
При более детальных наблюдениях в развалах дайковых тел выявляется достаточно широкое развитие скиалитовых “языков” в эндоконтактных зонах даек, которые имеют непрерывные переходы с вмещающими породами экзоконтакта. Подобные скиалитовые “языки” характерны преимущественно для тел среднего и основного состава. Морфологический облик их не выдержан. Преобладают сравнительно тонкие, как прямые, так и извилистые языки ненарушенных пород экзоконтакта, ориентированные преимущественно ортогонально к плоскости контакта дайковых тел (рис. 9). Представляется, что и небольшие ксенолиты вмещающих пород в эндоконтактных зонах даек имеют скиалитовую природу. Детальных петрографических наблюдений по этим образованиям пока недостаточно. Косвенным свидетельством этого можно считать нередко наблюдаемую приуроченность повышенного количества подобных образований, принимаемых априори за эпиксенолиты, к лежащим эндоконтактным зонам пологих даек с нечеткими, расплывчатыми границами (рис. 10). Достоверные скиалиты во внутренних зонах дайковых тел выявляются в подземных горных выработках и при изучении керн скважин. Исключительно ярко выраженные скиалиты наблюдаются в дайках рудного поля Майского золоторудного месторождения. Как известно, многочисленные дайки кислого состава представляют





**Рис. 9.** Скиалитовый “язык” алевролита в эндоконтакте субогласной дайки лампрофира. Истоки р. Нижний Ватаваам. Обр.1008-6.

1 – мелкозернистый равномернотернистый биотитовый лампрофир, 2 – переслаивание тонкослоистых алевропесчаников и алевролитов (черное).

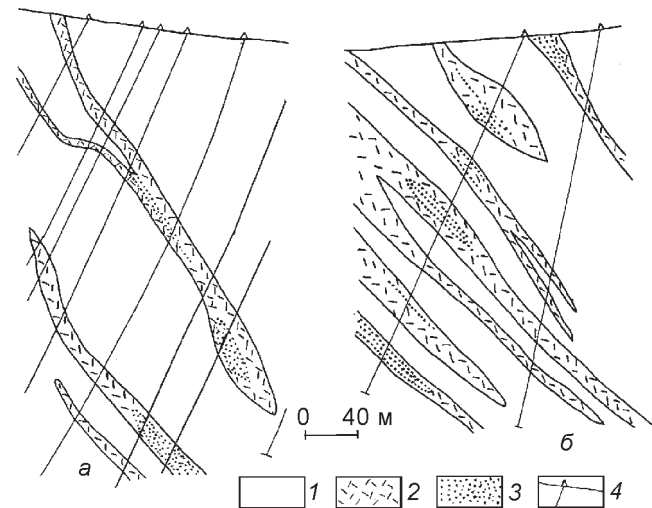


**Рис. 10.** Маломощная пологозалегающая дайка трахиандезитов с резким висячим (с зоной “закалки”) и расплывчатым лежачим контактами.

Коренные выходы по руч. Этлькун (левобережье р. Паляваам). По Ю.В. Клименко, 1989 г.

1 – тонкослоистые отложения верхнего триаса, 2 – трахиандезит, 3 – мелкие скиалиты вмещающих пород.

собой один из важнейших структурных элементов рудного поля этого месторождения [12]. Основная масса даек западной и центральной частей рудного поля субогласны с вмещающими “немными” сланцево-алевролитовыми отложениями, литологические особенности которых, по нашим представлениям [25], указывают на их принадлежность к мырговаамской



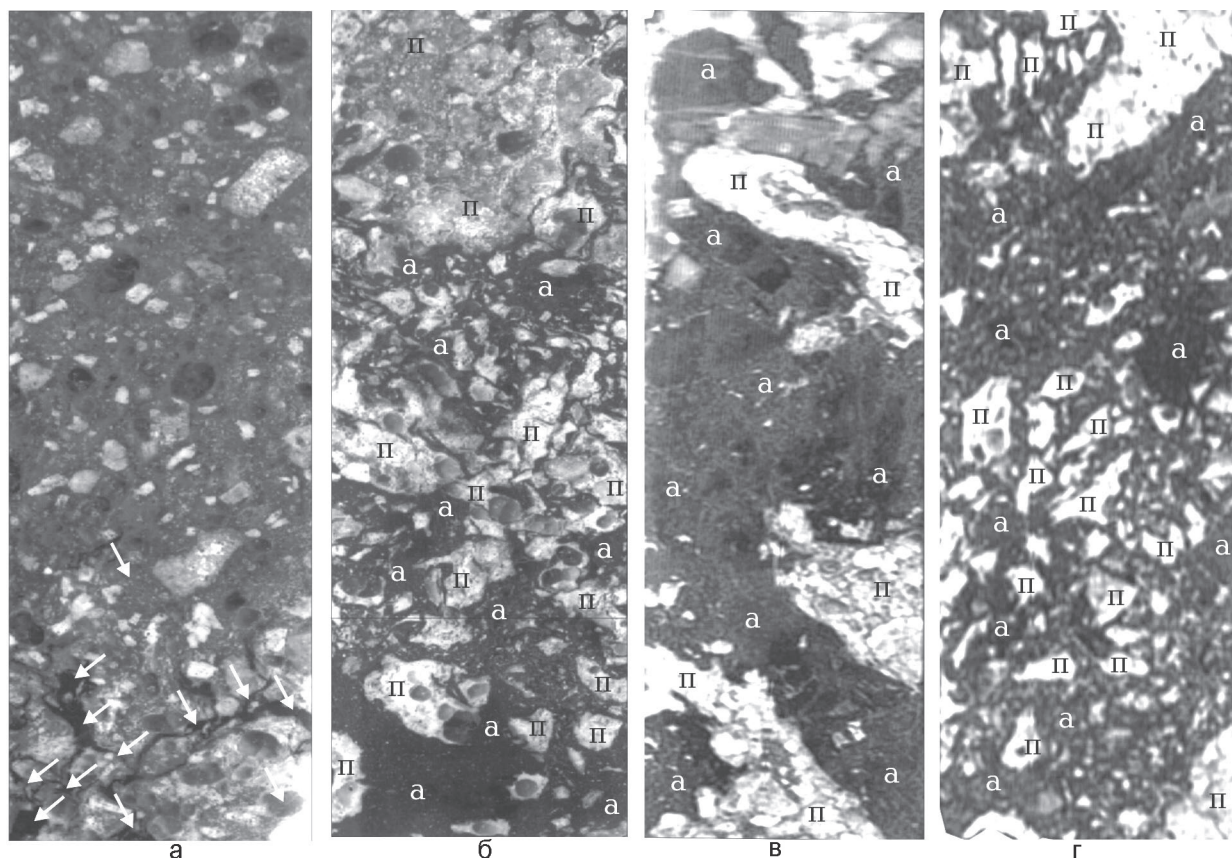
**Рис. 11.** Большеобъемные скиалиты в дайках кислого состава. Рудное поле Майского месторождения, фрагменты разрезов по буровым профилям: а – (+ 28), б – (+ 48). По материалам Майской ГРЭ.

1 – сланцево-алевролитовые отложения мырговаамской серии с линзами и горизонтами сложнослоистых фаций и конседиментационных конглобрекций, 2 – гранит-порфиры и кварцевые порфиры, 3 – скиалиты вмещающих пород в дайках, 4 – буровые скважины.

серии. По документации горных выработок и керна скважин, для кислых даек рудного поля весьма характерно наличие разномасштабных включений вмещающих осадочных пород (рис. 11). Включения эти отличаются сохранением общего структурного плана вмещающих пород.

В 1998 году нами изучался керн скважин по рудному полю месторождения. Нам удалось детально описать отмеченные выше включения осадочных пород в дайках кислого состава, именуемых геологами Майской ГРЭ гранит-порфирами и кварц-полевошпатовыми порфирами. При этом была выявлена очевидная скиалитовая природа этих образований, представленных массивными алевролитами и конседиментационными конглобрекциями вмещающих отложений. Ширина выхода наблюдавшихся скиалитовых обособлений варьирует в диапазоне от первых мм до 12 м по длине керна.

Необходимо подчеркнуть, что для рассматриваемых даек характерны четкие контакты с вмещающими породами. Границы же их со скиалитовыми включениями внутри даек нечеткие. При приближении к крупному скиалиту (более 1 м) в дайке появляются тонкие, обычно извилистые реликты алевролитового материала (рис. 12 а), далее количество их возрастает, они становятся шире и переходят в зону, в пределах которой объем осадочной породы и порфирированного ма-



**Рис. 12.** Выражение зон постепенного перехода (а–г) к большеобъемным скиалитам вмещающих осадочных пород в дайках гранит-порфиров. Майское рудное поле.

Фото пришлифованного керна. Масштаб 1:2. Буквы на пришлифовках: а – конседиментационные конглобрекции аргиллит-алевролитового состава, п – образования гранит-порфирового состава. Пояснения в тексте.

териала сначала соизмерим, а затем объем последнего уменьшается до его полного исчезновения. В скиалитах конглобрекций гранит-порфировый материал в зоне перехода развит прерывисто, в виде линзовидных и округлых обособлений, размером от первых мм до первых см (рис. 12 б, в), реже в виде угловатых обособлений (рис. 12 г). В зоне перехода в алевролите наблюдаются обособления фенокристаллов кварца, не отличимые от таковых в гранит-порфире.

#### **Феномен импринтивных структур в дайках и штоках**

Импринтивные (от *imprint* – англ. – отпечатывать, запечатлевать) макро- и микроструктуры представляются как частичное или полное отражение геологически выраженных неоднородностей замещающей среды в породах метасоматического генезиса. Это плоскости расланцевания, зеркала скольжения, литологические текстуры или их отдельные элементы, избирательно замещенные обломки в литифицированных крупно- и грубообломочных породах (гра-

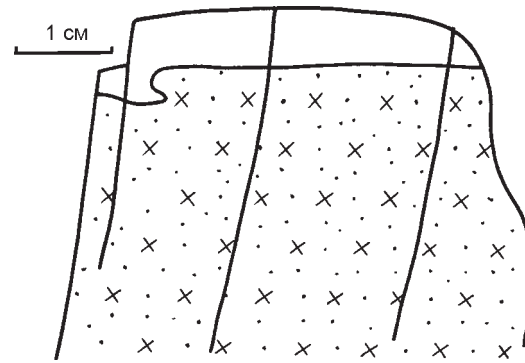
велиты, конгломераты, конглобрекции и пр.) или рыхлых образованиях [20, 21]. По существу, импринтивные структуры – признак “породных” псевдоморфоз, выраженных в полиминеральных агрегатах или в стекловидных аморфных образованиях.

На первый взгляд, понятие об импринтивных структурах можно посчитать излишним, рассматривая его как синоним общеупотребительного термина – теневые структуры. Представляется, что это далеко не так. В принципе, импринтивные структуры можно соотносить с собственно псевдоморфозами – монокристалльными и агрегатными – результат замещения отдельных кристаллов, минеральных обособлений, раковин ископаемой фауны и т.п., и с теневыми структурами, и более сложными, далеко не явными образованиями метасоматической природы. К ним относятся, например, метасоматические кварцевые или карбонатные жилы с четкими контактами, избирательно замещающие отдельные литологические горизонты в осадочных толщах, метасоматические кварцевые, карбонатные или сульфидные конкреции по раз-

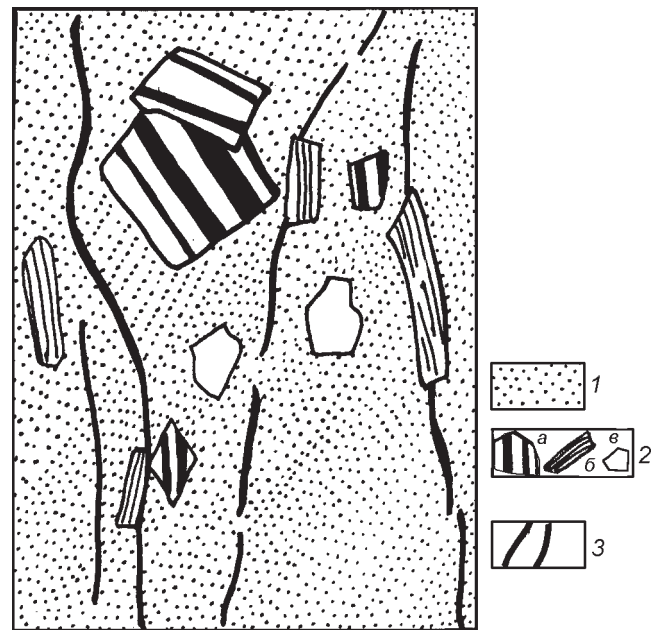
розынним галькам в конгломератах, псевдообломочные (псевдобрекчии, псевдоконгломераты) метасоматиты [28 и др.]. К настоящему времени установлено широкое разнообразие импринтивных структур в разных по петрографическому составу дайках и штоках. Сюда относятся импринтивные зеркала скольжения, плоскости рассланцевания и трещины отдельности – как контрастные неоднородности замещаемых осадочных пород (рис. 13). Очень показательны, что плоскости рассланцевания в неполнокристаллических дайках представлены полосками лейкоксенизации и науглероживания, как и во вмещающих осадочных породах. Реликтовая природа плоскостей рассланцевания под микроскопом устанавливается вполне наглядно – они “съедаются” вкрапленниками полевых шпатов, кварца и темноцветных минералов (рис. 14).

Геологические отличия реликтовых трещин отдельности от прототектонических трещин в рассматриваемых образованиях достаточно наглядны. Прототектонические трещины даек и штоков не “выходят” во вмещающие породы. Их ориентировка обычно дискордантна общему плану трещиноватости вмещающих пород. Реликтовые же трещины проходят во вмещающие породы без каких-либо следов изменения ориентировки при пересечении плоскости контакта (рис. 13). В коренных обнажениях иногда можно наблюдать в дайках практически полное сохранение плана трещиноватости вмещающих пород. Отметим, что последнее отмечается обычно для даек неполнокристаллических пород. (Вместе с тем, следует подчеркнуть ограниченный объем имеющихся наблюдений по данному вопросу).

К импринтивным структурам, как представляется, следует относить и контактовые поверхности сложной морфологии. Последние отмечаются для субсогласных даек, когда вмещающие породы представлены сложнослоистыми отложениями. Изучение подобных контактов позволяет установить, что они являются “слепокми” границ сложной морфологии между песчаниками (алевропесчаниками) и аргиллитами (алевроаргиллитами), в которых дайковый материал строго избирательно замещает более зернистую породу. Благодаря этому в качестве зальбанда здесь зачастую наблюдаются тонкие сланцевые корочки на поверхности дайкового эндоконтакта сложной морфологии. К особо показательным случаям следует отнести феномен проявления текстур осадочных пород в микрозернистых и стекловатых разностях малых интрузий в виде теневых импринтивных структур разной степени выразительности. Подобные феномены наблюдались автором в фельзит-порфирах (Майское рудное поле, скв. 519) и гиалобазальтах (шток на м. Якан). Приведем описания по-



**Рис. 13.** Импринтивные трещины в лампрофире – трещины отдельности вмещающих пород (алевролиты), пересекающие плоскость контакта дайки с вмещающими без эффектов искривления и преломления. Истоки р. Нижний Ватапваам.

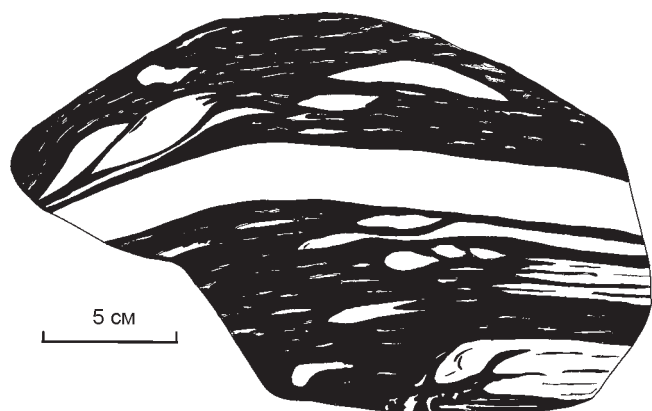


**Рис. 14.** Импринтивные плоскости рассланцевания в метасоматическом (магматоморфно-метасоматическом) андезите.

Дайка в береговых обрывах р. Линлиней. Рис. по шлифу ( $\times 25$ ). 1 – слюдизированный микрозернистый агрегат основной массы андезита с округлыми (“окатанными”) зернами кварца (около 0.003 мм) – реликтовый кварц алевролита, замещенного андезитом, 2 – вкрапленники: а – плагиоклаз, б – биотит, в – кварц; 3 – реликтовые плоскости рассланцевания, интенсивно лейкоксенизированные.

следнего, получившего название Яканского базитового штока (ЯБШ) как более изученного.

ЯБШ слагает северную часть м. Якан на берегу Восточно-Сибирского моря. Он представляет собой куполовидное тело субизометрической формы в пла-



**Рис. 15.** Импринтивная структура – сложная, до конволутной слоистость замещающей осадочной породы, проявляющаяся на выветрелой поверхности гиалобазальта. Яканский базитовый шток, рисунок с образца.

не, с площадью выхода около 4 км<sup>2</sup>. Сложен черными оливин-пироксеновыми гиалобазальтами, реже андезибазальтами с макроскопически не выраженными фациальными взаимопереходами. Яркой отличительной особенностью пород штока является наличие рисунка осадочных слоистых текстур на поверхности выветривания. Здесь явно выражена неоднородная слоистость, характерная для сложнослоистых толщ, типичных, в частности, для отложений мырговаамской серии и позднепалеозойских отложений. На поверхности крупных обломков гиалобазальтов ясно видна параллельная слоистость (с разной мощностью слоев), сложная и линзовидно-прерывистая слоистость конволутного типа (рис. 15), косая слойчатость.

Вышеотмеченные текстурные неоднородности под микроскопом отчетливо выражены в виде слоев, полос, линз. Отличаются они друг от друга по микроструктурным признакам и содержанию вулканического стекла. Слои с гиалопилитовой структурой содержат стекла более 50 % объема. Фенокристаллы плагиоклаза, моноклинного пироксена, оливина имеют размеры в доли мм. Плагиоклаз фенокристаллов отвечает по составу андезин-лабрадор (№ 35–55), микролиты плагиоклаза в основной массе имеют все переходы по размерам до фенокристаллов. Кроме микролитов плагиоклаза, в основной массе в примерно равных с ними соотношениях развиты изометричные микрокристаллы моноклинного пироксена. Оливин наблюдается только в виде фенокристаллов, практически всегда разложенных. В слоях с пилотакситовой структурой состав и размерность фенокристаллов тот же, а объем вулканического стекла заметно меньше. Размеры же микролитов плагиоклаза и пироксена существенно мень-

ше в сравнении с гиалопилитовыми базальтами, нет переходов по размерности от микролитов плагиоклаза к фенокристаллам. В слоях гиалопилитовых базальтов нередко наблюдаются косо ориентированные к границе слоев извилисто-прерывистые микропрослой (сотые доли мм до 0.1 мм) гиалиновых базальтов, сложенных существенно вулканическим стеклом с небольшим количеством равномерно рассеянных очень мелких (доли мм) кристаллов оливина, плагиоклаза, моноклинного пироксена.

Представляется, что наблюдаемые неоднородности строения описываемых пород ЯБШ, проявляющиеся как макроскопически, так и под микроскопом, отражают текстурные особенности замещающих осадочных пород. Гиалопилитовые и пилотакситовые разности замещают, соответственно, алевролитовые и алевропесчаниковые фации терригенной толщи. Гиалиновые базальты в микропрослоях отвечают, очевидно, существенно аргиллитовым микропрослоям в горизонтах с косой микрослойчатостью.

К важным – в генетическом плане – проявлениям импринтивных микроструктур следует относить агрегатные и монокристалльные псевдоморфозы по микрофауне, наличие которых недавно установлено в породах ичувеевского комплекса, в том числе в лампрофирах, оливиновых базальтах, кварцевых монцонитпорфирах [18]. Среди них М.Б. Преображенским определены псевдоморфозы по спикулам губок, фораминиферам, фрагментам гастропод, брахиопод, теребратулид, рудистов. С появлением этих материалов возникают новые проблемы геологии малых интрузий, требующие дальнейших детальных исследований.

### Особенности контактовых поверхностей

До появления представлений о возможной неинтрузивной природе образований ичувеевского комплекса автор рассматривал магмовмещающие разрывы как синмагматические. Как известно, контактовые поверхности малых интрузий обычно лишены каких-либо видимых следов более раннего катаклаза и деформаций. Выполнение дайками полостей более древних, додайковых нарушений фиксируется достаточно редко, причем обычно это пологие зоны расланцевания. Обращает на себя внимание отсутствие заметных смещений по противоположным контактам дайковых тел, что свидетельствует об явной безамплитудности магмовмещающих разрывов. В этом отношении очень показательны крутопадающие дайки, секущие к слоистости вмещающих, хорошо стратифицированных толщ, равно как дайки, секущие четкие, хорошо фиксируемые контакты, например, пологие контактовые поверхности гранитоидных массивов.

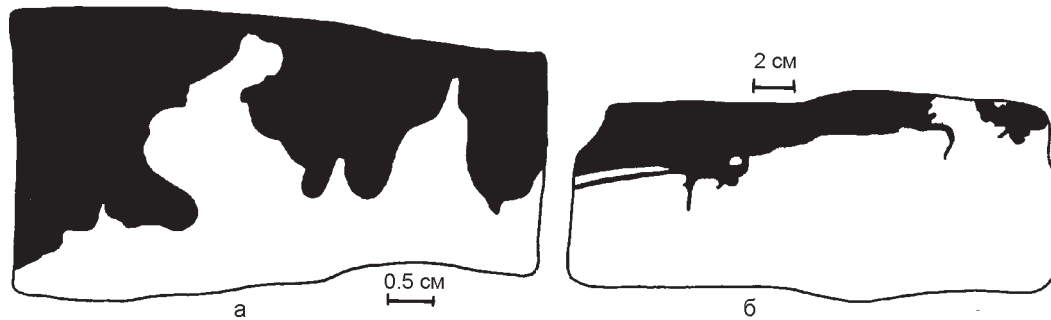


Рис. 16. Примеры сложных контактов даек: а – фельзит-порфир (белое), б – монцонит-порфир в контакте с алевролитом (черное).

Обобщение имеющихся материалов свидетельствует, что для даек и штоков комплекса устанавливаются как ровные – прямолинейные и пологоизвилистые, так и неровные – угловатые, угловато-извилистые, сложно- и причудливо-извилистые (рис. 16) контакты. Нередко наблюдаются чередования ровных и неровных контактов по простиранию тел, причем ровный характер контактов является преобладающим. Наблюдения над контактными поверхностями сложных даек выявляют зависимость особенностей морфологии контакта от состава эндоконтактной фации дайковых тел. Так, в серии протяженных мощных (25–30 м и более) даек бассейна р. Кулювеем (южный экзоконтакт Северного массива), сложенных контрастными фациями среднего (лампрофиры, диорит-порфиры) и кислого (гранит-порфиры, кварцевые порфиры и пр.) состава, наблюдениями автора выявлены следующие особенности. На отрезках даек, эндоконтактные зоны которых выполнены невыдержанными по составу фациями на сравнительно небольших расстояниях, контактные поверхности для эндоконтактных фаций среднего состава являются ровными, а для кислых – неровными до резко угловатых. В дайках же, где эндоконтактные фации сравнительно выдержанны и прослеживаются без заметных изменений на расстояние в сотни метров, чередование ровных и неровных контактов отмечается для эндоконтактных фаций как кислого, так и среднего состава.

Преобладающий характер контактов тел ичувеемского комплекса – четкий, “рвущий”. Обычно он не зависит от состава вмещающих пород. Вместе с тем, при систематических наблюдениях устанавливается наличие расплывчатых границ, которые будем далее именовать нечеткими контактами. Последние обычно прямолинейны и имеют небольшую протяженность – десятки см, быстро сменяясь четкими контактами. Показательный пример нечеткого контакта небольшой протяженности наблюдался на междуречье Кулювеем–Кекурная в дайке мелко-

вкрапленникового трахидацита. Вмещающие дайку массивные мелкозернистые песчаники на расстоянии до 5 см неоднородно “пропитаны” более крупными (до первых мм) кристаллами полевого шпата, совершенно идентичными вкрапленникам в дайке трахидацита. При этом переход от песчаника к основной массе трахидацита происходит постепенно. В коренных выходах некоторых пологозалегающих даек устанавливается существенно разный характер контактов: четкий висячий и нечеткий лежачий (рис. 10). Нечеткому контакту при этом сопутствует развитие в зоне эндоконтакта небольших обломковидных скиалитов вмещающих пород, принимаемых обычно за мелкие ксенолиты. Представляется весьма показательным, что подобная природа контактов устанавливается и для крупных шлировых обособлений в телах сложного состава ичувеемского комплекса.

Изучение контактов с вмещающими породами под микроскопом выявляет принципиальное сходство четких и нечетких контактов даек и штоков ичувеемского комплекса. Для тех и других выявляется наличие зоны перехода, имеющей явно метасоматическую природу. Для нечетких контактов (в случае вмещающих осадочных пород) эта зона (до 1–1.5 см) неоднородна и представлена двумя подзонами с расплывчатыми взаимопереходами: подзона метасоматически измененных осадочных пород (внешняя подзона) и подзона, сложенная породами эндоконтакта с реликтовым осадочным материалом (внутренняя подзона). Метасоматические изменения пород во внешней подзоне для даек кислого состава характеризуются микропятнистым развитием полевых шпатов и гранулированием наиболее крупных обломочных зерен кварца. В случае даек повышенной основности кроме полевых шпатов в этих зонах развиваются темноцветные минералы, преобладающие в эндоконтакте дайки. Во внутренней подзоне осадочные породы представлены уже только обильными мелкими скиалитами в новообразованном дайковом мат-

риксе. Границы скиалитовых обособлений как отчетливые, так и расплывчатые. В сильно замещенных реликтах исходного вещества просматривается только теневая структура осадочного протолита.

При более внимательном изучении четких контактов даек с вмещающими осадочными породами под микроскопом обнаруживается наличие метасоматической зоны перехода (до 1–1.5 мм). Стекловатые зоны закалки наблюдаются в дайках лапрофиров, диоритовых порфиритов, андезитов, базальтов и пр. Внешняя подзона здесь обычно не превышает долей мм, и интенсивность метасоматических преобразований в ней гораздо слабее – в сравнении с внешними подзонами нечетких контактов. Внутренняя подзона имеет обычно вид полосы (0.1–0.8 мм) с расплывчатыми границами, слагается фельзитовидным материалом, насыщенным реликтами минералов вмещающих пород. Обычно это реликты кварца и полевых шпатов в новообразованном субстрате. Степень их замещения различная.

Минеральные агрегаты как во внешних подзонах четких контактов, так и в непосредственной близости к ним не несут оптически выраженных следов катаклаза, которые при трещинно-интрузивном механизме формирования дайковых тел должны были бы проявляться. Аналогичная природа четких контактов с зонами закалки была описана В.П. Сергеевой и В.А. Гензе в дайках фациально неоднородного состава – от оливиновых базальтов и долеритов до андезитов, что выявляется только под микроскопом (район юго-восточного обрамления Мольтыканского гранитоидного плутона). Контакты даек с вмещающими алевролитами позднемезозойского возраста четкие, слабоизвилистые. Фации эндоконтакта выражены отчетливо и имеют фельзитовидный облик. Под микроскопом линия контакта расплывчатая, с включениями обломков вмещающих алевролитов. В узкой полосе экзоконтакта (до 0.6 мм) наблюдается частичное замещение зерен кварца вмещающих алевролитов и перекристаллизация их в микрозернистый кремнистый агрегат.

В трещинно-интрузивной модели формирования дайковых тел ряд выявленных особенностей строения их контактовых поверхностей не имеет вразумительного объяснения. Прежде всего, это зависимость морфологии контактовых поверхностей от состава эндоконтактовых фаций, сосуществование четких (“интрузивных”) и нечетких контактов, их явная метасоматическая природа выявляемая при изучении под микроскопом.

Рассмотренные в работе материалы убедительно свидетельствуют, как представляется, об автохтонной природе позднемезозойских малых интрузий. Достоверных следов интрузивно-магматическо-

го процесса для них не устанавливается. По существу, именовать их малыми интрузиями можно, только отдавая дань традиции и понимая при этом явную условность термина. Автохтонная модель решает проблему пространства, но требует обоснования конкретного механизма плутонического процесса – магматогенного или метасоматического. В магматогенной модели это, прежде всего, известные механизмы магматического замещения *in situ*. Представляется вполне очевидным, что изложенные в работе особенности малых интрузий радикально ограничивают возможности применения магматогенных сценариев их формирования. В породе, кристаллизовавшейся из магматического расплава, признаки твердофазного замещения вмещающих осадочных пород не могут сохраниться. Что же касается вопроса о возможности формирования малых интрузий при процессах контаминации, то есть в условиях неполной гомогенизации взаимодействующего с замещаемыми породами магматического расплава, то, как представляется, эти возможности резко ограничиваются исключительным разнообразием состава тесно сближенных тел комплекса – от основных до ультракислых, при очень широких вариациях щелочности. Процессы контаминации, проходящие в близких по составу терригенных породах, не могут обеспечить подобной пестроты состава.

Между механизмами магматического замещения и метасоматоза при формировании автохтонных тел принципиальные отличия связаны только с наличием или отсутствием расплавной фазы в объеме локализованной структуры с аномально высокой концентрацией восходящего ювенильного флюида – основного агента процессов трансформации. Исследования школы Д.С. Коржинского [9, 13 и др.] позволили установить, что процессам магматического замещения предшествуют метасоматические изменения вмещающих пород и приближение их состава к химическому составу завершающей общий процесс магмы. В этой связи магматическое замещение можно рассматривать как экстремальную, расплавную стадию, наследующую метасоматические преобразования, которые, собственно, и обуславливают важнейшую сторону трансформации замещаемых пород. Вопрос же о том, могут ли в результате метасоматоза формироваться породы магматического облика, является, как известно, дискуссионным. Давние корни имеет дискуссия о магматической или метасоматической природе гранитов [16], в литературе описаны метасоматические дайки гранитоидного состава [1], метасоматические габбро и ультрабазиты [7 и др.], метасоматические базальты и долериты [10, 11 и др.], большеобъемные метасоматиты вулканического облика – в интереснейших работах



Рис. 17. Согласно “залежь” лампрофиров сложной морфологии. Мыс Энмытагин.

Рисунок с фотографии. 1 – темно-серый до черного массивный лампрофир (минетта), 2 – “теневого” лампрофир – с неполным замещением субстрата, 3 – прожилки лампрофира разной длины, в том числе короткие, 4 – вмещающие породы – мигматизированные слоистые и сложнослоистые отложения мырговаамской серии, 5 – многолетний фирн и делювиальные отложения, 6 – пляжевые отложения.

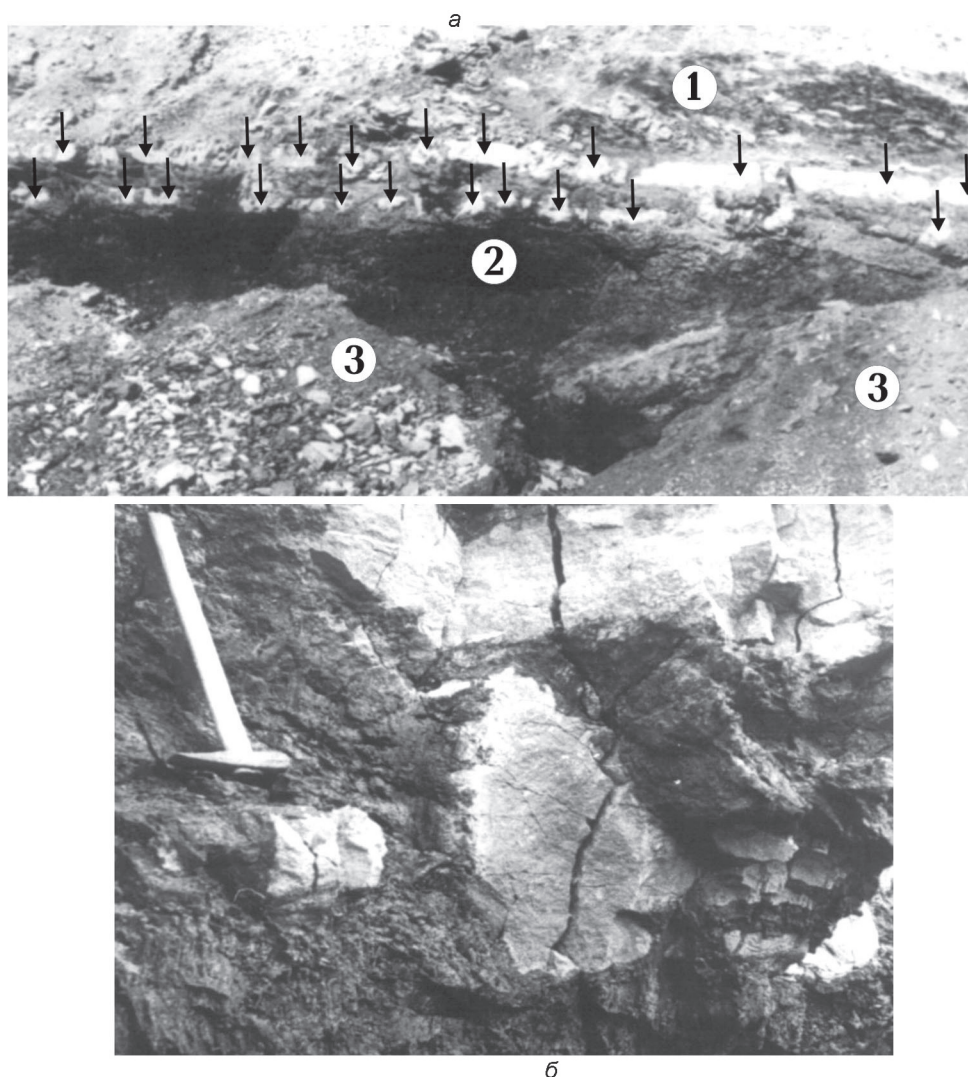
Е.Г. Пескова [14] и Д.И. Царева [29 и др.]. Можно полагать, что магмоморфные проявления метасоматоза являются особой формой (специфической структурно-минеральной фазией) метасоматизма, к которой классические закономерности гидротермального метасоматоза, с формированием в конечном итоге существенно анхимономинеральных пород [8 и др.], уже не применимы.

Вполне очевидно, что в каждом конкретном случае с автохтонными плутооническими телами (в широком смысле) вопрос о механизме их образования – с корректным решением проблемы пространства – требует постановки детальных исследований, позволяющих понять, прошли ли они через расплавную фазу или процесс их формирования ограничился твердофазными, метасоматическими преобразованиями.

В свете изложенного, представления о твердофазном, магмоморфно-метасоматическом механизме формирования даек и штоков ичувеевского комплекса [20] можно рассматривать как вполне вероятные. В определенном смысле можно говорить о проявлении в особенностях геологии малых интрузий известных парадоксов метасоматоза, по Г.Л. Поспелову [15]. В частности, это нередко наблюдаемое сосуществование в одних и тех же телах резких (“трещинные”) и расплывчатых (метасоматические) контактовых поверхностей. Признание метасоматической природы малых интрузий позволяет объяснить наблюдаемые особенности их геологии, ставящие в тупик геологов-съемщиков. Например, взаимоисключ-

чающие возрастные взаимоотношения между одними и теми же пересекающимися дайками разного состава, наблюдения бескорневых пологих тел в виде маломощных прожилков, существование залежей сложной и “экзотической” морфологии (рис. 17, 18).

Неясным остается вопрос о существовании в составе комплекса тел, прошедших в ходе своего формирования через экстремальную – расплавную – стадию процесса флюидогенной трансформации. В качестве геологического указания на возможное существование и собственно магматических образований можно рассматривать данные о наличии в породах комплекса гипоксенолитов – чужеродных обломков пород, отсутствующих во вмещающих образованиях и потому считающихся вынесенными из глубины. Подобные ксенолиты в дайках ичувеевского комплекса обычно наблюдаются в лампрофирах. Впервые гипоксенолиты были описаны И.А. Загрузиной в дайке лампрофиров из окрестностей прииска Комсомольский [6]. Позднее подобные дайки с явно чужеродными по отношению к вмещающим породам обломками пород были выявлены и в других районах региона. В частности, дайки лампрофиров с обломками мраморизованных известняков в районе прииска Красноармейский и в экзоконтакте Лоотайпынского гранитоидного массива, дайки лампрофиров с обломками кварцитов в Лоотайпынском массиве и в кислых вулканитах района Пламенного месторождения ртути [26]. На правом берегу среднего течения р. Паляваам в дайке лампрофирового со-



**Рис. 18.** Пологая “двупластовая” залежь лампрофира в кровле самого мощного угольного пласта месторождения Дальнее.

а – северная стенка карьера, общий план; цифрами обозначены: 1 – терригенные отложения мырговаамской серии, 2 – каменный уголь, верхняя часть горизонтально залегающего угольного пласта, 3 – отвалы. Вертикальными стрелками обозначены линзовидные обособления и “обломки” равномерногозернистого биотитового лампрофира (по составу близок к минетте), слагающие линзовидно-прерывистый (верхний) и разрозненно-обломковидный (нижний) пласты “залежи”; б – там же, крупный план; иллюстрирует отдельные обломки лампрофира (светло-серое) в угле (черное). На крупном обломке лампрофира виден неровный – “изъеденный” – характер его границы. Предполагается избирательное замещение минеттой олистолитовой “залежи” карбонатного состава.

става зафиксированы обломки гранитного состава, а в истоках руч. Надежного (Ичувеевская золотоносная зона) аналогичная дайка содержит обломки скарированных известняков, гнейсов и мигматитов.

Необходимо подчеркнуть, что указанные гипоксенолиты изучены явно недостаточно. Требуется проведение дальнейших работ по их изучению, в первую очередь, детальное исследование природы контактов гипоксенолитов с вмещающими породами. Вместе с тем, выявляется, что дайки с гипоксенолитами, наблюдаемые в осадочных комплексах, разви-

ты преимущественно в толщах (в том числе и немых), относимых в настоящее время к позднеюрско-раннемеловой мырговаамской серии. В отложениях последней установлено присутствие олистолитов, в первую очередь, карбонатных пород палеозойского возраста [23, 25]. Это позволяет предполагать возможность для некоторых гипоксенолитов, прежде всего, в разной степени метаморфизованных известняков, скиалитовую (исходно олистолиты известняков в замещаемых породах), а не гипоксенолитовую природу.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Х.М. Дайки и оруденение. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 232 с.
2. Бегунов С.Ф., Ларионов Я.С., Тиболов И.В. Возраст рельефа Чукотки // Геоморфология. 1983. № 1. С. 58–63.
3. Вакар В.А., Молдавский М.Л. Петрографическая и петрохимическая характеристика горных пород северо-восточного Приколымья // Труды Петрографич. ин-та. Вып. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1938. С. 4–59.
4. Гельман М.Л. Позднемезозойские малые интрузии Западной Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 17. Магадан, 1964. С. 159–178.
5. Геология СССР. Т. XXX. М.: Недра, 1970. 549 с.
6. Загружина И.А. Ксенолиты из даек биотитовых лампрофиров в окрестностях прииска “Комсомольский” // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 17. Магадан, 1964. С. 179–189.
7. Заридзе Г.М. О генезисе глубинных базитов и ультрабазитов // Изв. АН СССР, сер. геол. 1966. № 6. С. 27–39.
8. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 338–456.
9. Коржинский Д.С., Зотов И.А., Перцев Н.А. Трансмагматические флюиды, метамагматизм и рудообразование // Закономерности магматизма и метаморфизма. М.: Наука, 1987. С. 5–28.
10. Кудинов Ю.А. Метасоматоз – ведущий процесс образования и эволюции земной коры. М.: ГЕОС, 2004. 92 с.
11. Макаренко Г.Ф. Вулканические моря Земли и Луны. М.: Недра, 1983. 141 с.
12. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М., 1992. 140 с.
13. Перцев Н.Н. Контаминация // Горная энциклопедия. М.: Сов. энциклопедия. Т. 3. Кенган – Орт. 1987. 96 с.
14. Песков Е.Г. Геологические проявления холодной дегазации Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 279 с.
15. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 353 с.
16. Романова М.М. История представлений о происхождении гранитов. М.: Наука, 1977. 188 с.
17. Саморуков Н.М. Объяснительная записка к Государственной геологической карте масштаба 1:200 000, лист R-59-XXIII, XXIV. Серия Анюйско-Чаунская. М., 1984. 94 с.
18. Сергеева В.П., Тиболов И.В., Преображенский М.Б. Об агрегатных и монокристалльных псевдоморфозах по микрофауне в осадочных и магматических породах Центральной Чукотки // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регион. петрограф. совещ. по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 262–266.
19. Тиболов И.В. Меловой магматизм Центральной Чукотки: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Л., 1985. 17 с.
20. Тиболов И.В. О термодинамической парадигме петрогенезиса // Магматизм и геодинамика: Материалы 1-го Всерос. петрограф. совещ. Кн.3. Петрология, геохимия, эксперимент и физико-химическое моделирование. Уфа, 1995. С. 131–132.
21. Тиболов И.В. Гидротермальный метаморфизм и рудообразование в рыхлых средах // Магматизм и геодинамика: Материалы 1-го Всерос. петрограф. совещ. Кн. 4. Петрология и рудообразование. Уфа, 1995. С. 134–135.
22. Тиболов И.В. О системном единстве структур рельефа и эндогенных образований // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 335–351.
23. Тиболов И.В. Позднемезозойские проградационные прогибы Чукотки // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXI Тектонического совещ. Т. 11. М.: ГЕОС, 1999. С. 200–203.
24. Тиболов И.В. О наблюдаемых формах метасоматоза в рыхлых средах // Кристаллогенезис и минералогия. СПб, 2001. С. 389–390.
25. Тиболов И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001, 95 с.
26. Оболенский А.А., Оболенская Р.В. Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудообразующих растворов // Вопросы металлогении ртути (по материалам Сибири и Дальнего Востока). Новосибирск: Наука, 1968. С. 61–69.
27. Обручев С.В., Рохлин М.И., Ковтун А.Г. Геология и полезные ископаемые Чукотского национального округа (р-н Чаунской губы) // Труды АНИИ. Т. 112, вып. 4, 1938. С. 5–136.
28. Царев Д.И. Рудоносные псевдоконгломераты // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук: Тез. докл. VIII съезда ВМО. СПб., 1992. С. 202–204.
29. Царев Д.И. Метасоматизм. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2004. 315 с.

*Рекомендована к печати С.М. Родионовым*

*I.V. Tibilov*

### **Geologic-and-petrographic evidence for the autochthonous nature of the Late Mesozoic small intrusions of Chukotka**

The autochthonous nature of Late Mesozoic small intrusions in Chukotka is shown. The geologic and petrographic evidence is offered on the metasomatic (magmatometamorphic-metasomatic) genesis of small intrusions with relation to the old Chukotka relief formation.

**Key words:** small intrusions, dikes, metasomatism, relief, Chukotka.