

УДК 552.113

К вопросу о формировании контрастных эффузивных комплексов из базальтоидных магматических расплавов

Р.А. Крылов

ФГУП "Арктикморнефтегазразведка", Мурманск

Аннотация. На основании изучения геологического разреза и петрографических шлифов, а также пересчета на петрологические индекс-диаграммы химических анализов триасовых базальтов и липаритов Среднего Зауралья сделан вывод о фракционировании кислых расплавов из первоначальной толеитовой базальтовой магмы. Аналогичные процессы предполагаются и в океанических лавах Исландии, о. Пасхи и Гавайских островов.

Abstract. On the basis of studying geological sections, petrographic thin sections and also recalculation for the petrological indexes-diagrams of chemical analyses of Triassic basalts and liparites of the Middle Transural, the conclusion about fractioning acidic melts magma from initial tholeitic basalt magmas has been made. Similar processes are supposed in oceanic lavas of Iceland, Easter Island and Hawaiian Islands as well.

Ключевые слова: геологический разрез, триас, липарит, базальт, петрология, фракционирование, индекс-диаграмма, Зауралье, Исландия, остров Пасхи, Гавайские острова

Keywords: geological section, Trias, liparit, basalt, petrology, fractioning, indexes-diagram, Transural, Iceland, Easter Island, Hawaii

1. Введение

Предлагаемая работа опирается на многолетние собственные исследования автора в процессе геологической съемки площади двух меридионально протянувшихся тополистов масштаба 1:200 000 в бассейне рек Исети, Синары и Течи, на стыке Свердловской, Курганской и Челябинской областей, между городами Каменск-Уральский, Долматово, Богданович и Шумиха (*Зонов и др.*, 1974а,б).

В целом геологическое строение района определяется наложением мезозойско-кайнозойских платформенных отложений краевой части Западно-Сибирской низменности на палеозойские складчатые структуры Урала (*Малютин и др.*, 1977). В ряде речных долин здесь наблюдаются поверхностные выходы черных базальтов и чередующихся с ними светло-кремовых липаритов, которые ранее воспринимались как фрагменты древних палеозойских вулканогенных толщ. Впоследствии эти образования были отнесены к промежуточному, тафрогенному комплексу перехода от геосинклинального к платформенному режиму. Развернутые геолого-съёмочные работы, буровые и геофизические пересечения показали, что эти свежие, неизменные (кайнотипные) вулканические породы образуют целые трапповые поля. Со временем был установлен их раннемезозойский возраст в рамках так называемой туринской серии (*Тужикова*, 1977).

2. Геология трапповых тел

подавляющую часть траппового разреза составляют толеитовые базальты, досконально изученные и освещенные в ряде работ, в т.ч. в монографии *К.П. Иванова* (1974). Геологическая позиция и генезис кислых липаритов оставались менее изученными вследствие их ограниченного распространения и порой неясных взаимоотношений с базальтами. К тому же большую роль играл психологический фактор: считается, что вязкие расплавы кислых изверженных пород обычно образуют не покровы, а экструзивные тела. В результате исследований триасовых липаритов Зауралья хорошо изучен их петрографический состав (*Крылов*, 1969). Менее однозначно определяются их геологическая позиция и взаимоотношения с базальтами. Самые разноречивые суждения высказаны и об их генезисе (*Пумпянский*, 2007). Наконец, актуальной проблемой является петрологическая оценка липаритов как реального геологического тела в составе единой эффузивной туринской серии триаса.

Кислые эффузивы туринской серии, исторически получившие обобщенное наименование липаритов, являются составной частью контрастной трапповой формации в Среднем Зауралье (рис. 1). Базальтовые и липаритовые покровы общей площадью во многие сотни квадратных километров заполняют депрессии на поверхности палеозойского складчатого фундамента и в свою очередь погребены под рыхлыми осадками мела – кайнозоя.

Последовательное формирование базальтов и липаритов в виде серии излившихся тел наблюдается в западной (нижней) части мезозойского разреза, в естественных разрезах долины р. Синары, на протяжении нескольких километров. Эффузивный комплекс здесь залегает на базальных конгломератах,

в свою очередь, перекрывающих крутодислоцированные кристаллические палеозойские образования. Базальты имеют несомненные признаки излившихся потоков, в том числе пузырьчатые зоны мандельштейнов вблизи подошвы и кровли эффузивных излияний. Базальтовые потоки переслаиваются с литокластическими туфами основного состава вкуче с черными витротуфами.

В данном Синарском разрезе липариты образуют среди базальтов шесть самостоятельных тел мощностью от нескольких десятков до двух сотен метров, *согласно чередующихся с базальтовыми потоками*. Сами кислые тела тоже несут признаки лавовых излияний: нередко в них видны реликты флюидальной полосчатости, а вблизи от кровли они содержат мелкие угловатые миндалины, инкрустированные халцедоном и кварцем. Характерной чертой излившихся липаритов данного разреза является развитие в их прикровельных частях сферолоидов – округлых и почковидных обособлений диаметром от нескольких мм до 2-3 см, по составу не отличающихся от вмещающей вулканической лавы. Судя по ряду признаков, развитие сферолоидов отвечает проявлениям перлитовой отдельности, обычно характерной для излившихся кислых лав. Липаритовые лавы перекрываются кислыми литокристаллокластическими пепловыми туфами и кремнистыми слоистыми афанитами.

Перечисленные выше разновидности вулканических потоков местами разделяются, помимо туфов, прослоями грязно-зеленых полимиктовых песчаников. В последних обломочные зерна представлены полевыми шпатами, базальтами, липаритами и вулканическими стеклами основного и кислого состава. Среди песчаников найдены отпечатки флоры, позволившие датировать возраст вулканогенной толщи ранним триасом (Крылов, 1980). Все перечисленные осадочно-вулканогенные пласты согласно падают на восток под углом 55-50°.

В целях определения комагматичности кислых и основных эффузивов изученного разреза нами проведено морфометрическое сопоставление кристаллов тугоплавкого минерала циркона из смежных вулканических тел базальтов и липаритов. Из двух проб дезинтегрированных, выветренных эффузивов были отобраны по 200 кристаллов циркона. В обоих типах пород главная разновидность циркона – это мелкие медвяно-желтые уплощенные кристаллы {110} длиной около 0,1 мм. Значительно распространены бесцветные, чуть более крупные кристаллы {100} и {110}. Реже встречаются бесцветные копьевидные формы {321}. В обеих пробах отмечены обломки крупных соломенно-желтых кристаллов {110}.

В каждом из 200 кристаллов циркона измерены длина и ширина и подсчитано их отношение. Для этих трех показателей составлены гistogramмы, имеющие, естественно, нечеткий, пилообразный вид. Был проведен анализ измерений методом подвижного среднего, в результате чего получены плавные графики-гistogramмы. Эти плавные графики по двум пробам сопоставлены попарно: по длине зерен, по их ширине и по соотношению длины к ширине. Максимумы вариационных кривых длины кристаллов в базальте и липарите совпадают на величине 0,1 мм, максимумы вариационных кривых ширины кристаллов совпадают на величине приблизительно 0,05 мм, а отношение длины кристаллов к их ширине у обоих типов лав также вполне сопоставимо: у базальтов 1,7, а у липаритов 1,6. По нашему мнению, кристалло-морфометрический анализ минерала, выпадающего из

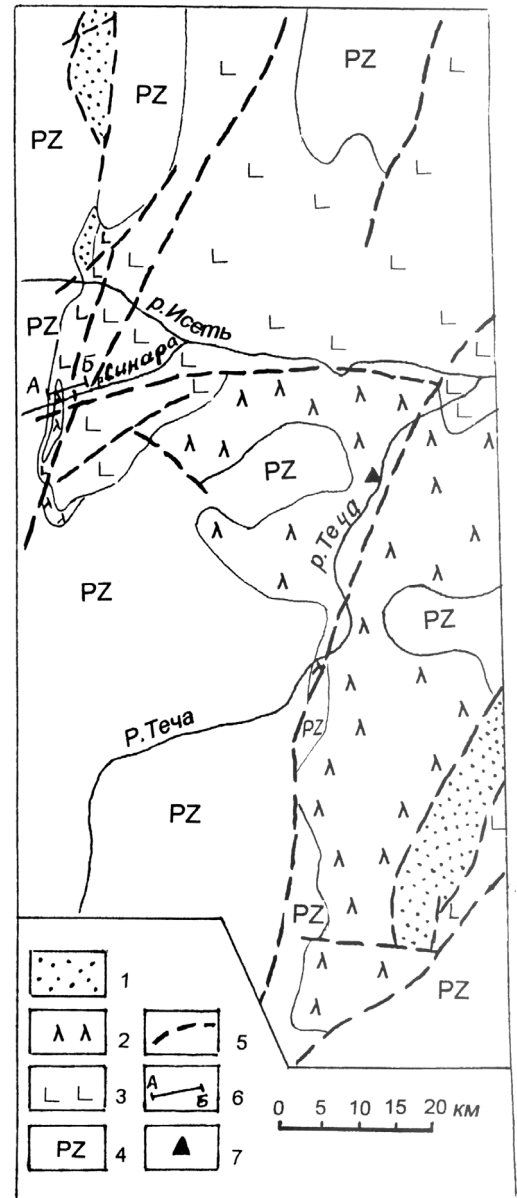


Рис. 1. Геологическая схема отложений фундамента (топо-трапеции О-41-XXXIII и N-41-III).

1-3 – Мезозойские отложения:

1 – терригенные породы,

2 – липариты,

3 – базальты.

4 – Палеозойские образования.

5 – Тектонические контакты.

6 – Синайский разрез.

7 – Першинский выступ.

расплава на ранних стадиях его затвердевания, косвенно подтверждает предположение о формировании обоих типов эффузивов туринской серии в Синарском разрезе из единого магматического очага.

Описанный разрез нижней части трапповой серии иллюстрирует последовательный характер излияний на дневную поверхность контрастных по составу лавовых тел, чередующихся с туфогенными и осадочными образованиями, – в единой моноклиальной структуре. При этом данный непрерывный разрез свидетельствует о формировании сменяющих друг друга излияний основных и кислых лав практически без участия промежуточных по составу лавовых разновидностей. Объемное содержание липаритов в описанном разрезе (с учетом сокращения последних на прилегающих площадях к северу и югу от реки Синары) оценивается приблизительно в 20-25 %.

Далее к востоку от Синарского разреза вслед за протяженными базальтовыми полями липариты вновь распространены на обширной площади упомянутых двухсоттысячных тополистов. По данным многочисленных картировочных буровых скважин и площадных магнитометрических исследований, лавовые поля образуют обширные субгоризонтальные покровы с наклоном на восток до 10-15°. Среди них поля кислых лав занимают площадь до 1700 кв. км. На востоке района, в долине р. Течи, находится самый восточный поверхностный выход липаритов – так называемый Першинский выступ.

Липариты здесь вскрыты скважинами на глубину до 320 м. Установлены два субгоризонтальных покрова, разделенных 30-метровым прослоем туфов. Верхний покров – толщиной не менее 212 м, нижний, – по-видимому, не более 150-200 м. Общая мощность кислых лав оценивается в 400-450 м. Липаритовые поля, вероятно, подстилаются базальтовыми покровами. Об этом свидетельствуют широкие изометричные и узкие линейные положительные магнитные аномалии высокой интенсивности. Суммарная мощность траппов в регионе достигает 1100-1200 м. Региональная объемная доля кислых лав оценивается в 20-30 %.

В нижних липаритах Першинского выступа содержатся ксенолиты палеозойских филлитовых, графитовых и углистых сланцев из пород подстилающего ложа. Они обладают угловатой формой и не имеют признаков оплавления. Наоборот, вмещающие их кислые лавы образуют вокруг ксенолитов почти афировую зону закалки. Это указывает на то, что верхи палеозойского фундамента не участвуют в процессе контаминации исходного траппового расплава.

3. Петрография кайнотипных липаритов

По петрографическому составу все изученные кислые лавы делятся (Крылов, 1969) на кварцевые – с соответствующими порфиоровыми выделениями, и так называемые базокварцевые – без фенокристов кварца (рис. 2). Липариты нижней части траппов туринской серии (в частности, Синарского разреза и нижних покровов Першинского выступа), представлены в основном базокварцевыми разновидностями с содержанием кремнезема от 63 до 74 %. Траппы верхней части серии образуют широчайшие покровы. Они выполнены главным образом кварцефировыми лавами с кремнеземом от 69 до 79 и даже 81 %. Следовательно, первые тяготеют к дацитам – риодацитам, а вторые к риодацитам – риолитам. Соответственно, впредь, для удобства, мы будем именовать базокварцевые разновидности *риодацитами*, а кварцевые – *риолитами*.

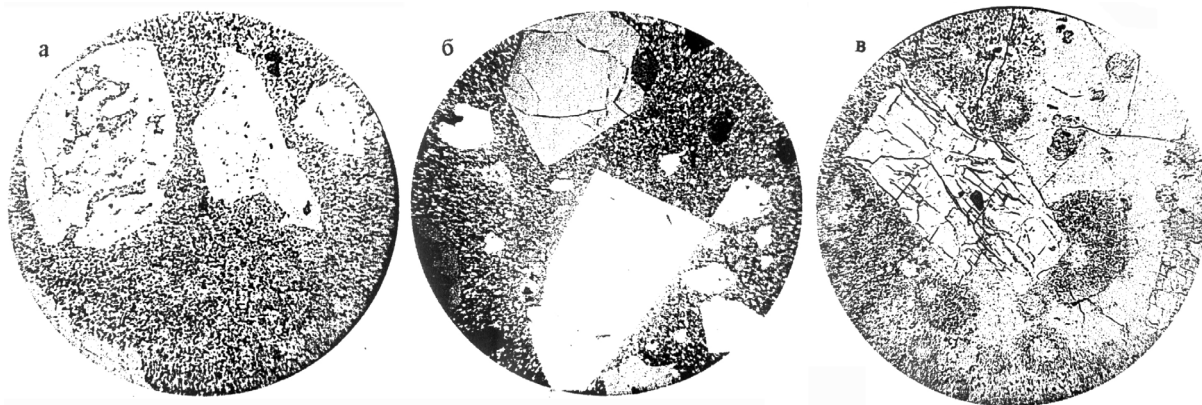


Рис. 2. Микрофотографии липаритов (диаметр объектов 0,5 мм):

- базокварцевый риодацит – порфиоровые выделения кислого плагиоклаза в микропойкилитовом мезостазице (николи +),
- кварцефировый риолит – октаэдрические фенокристаллы кварца в микрофельзитовом мезостазице (николи +),
- концентрически-зональные сферолоиды в риодаците (1 николи).

Базокварцевые липариты (риодациты) содержат толстотаблитчатые порфиновые выделения плагиоклаза (олигоклаза, до андезина) размером 3-5 мм (рис. 2а). Мелкие вкрапленники второй генерации выражены альбитом, реже ортоклазом и очень редко кварцем – в виде округлых выделений или неправильных сгустков среди окружающих кварцевых микролитов. Изредка наблюдаются очень мелкие зерна клинопироксена. На долю порфировых выделений приходится до 20-23 % объема породы.

Основная масса риодацитов обладает микропйкилитовой или микрофельзитовой, иногда микросферолитовой, структурой. Микропйкилитовая структура выражена захватом микролитов полевого шпата пятнистыми кремнистыми выделениями халцедона(?) и кварца. Акцессорные минералы представлены магнетитом, лейкоксеном, апатитом, цирконом, сфеном (титанитом), изредка гранатом. Вблизи от кровли потоков наблюдаются угловатые, реже овальные, мелкие миндалины, что также характерно для излившихся на дневную поверхность лавовых тел. Нераскристаллизованное вулканическое стекло встречается лишь в виде цемента в лавовых брекчиях.

Кварцевые липариты (риолиты) – это породы сериально-порфировой структуры с плавным переходом между крупными и мелкими размерами вкрапленников. На их долю приходится до 50 % породы. В их числе кварц, калиевый полевой шпат – серии от высокого ортоклаза до низкого санидина, плагиоклаз (альбит, олигоклаз, иногда андезин) и редко очень мелкие зерна клинопироксена или биотита. Преобладание бипирамидальных форм кварца указывает на высокотемпературную β -модификацию минерала (рис. 2б). В принципе кристаллизация кислых эффузивов осуществлялась по котектической линии и привела к эвтектической ассоциации альбит-калишпат-кварц. Эта эволюция установлена нами в липаритах в результате сопоставления содержаний фенокристаллов кварца и полевых шпатов.

Основная масса риолитов характеризуется микрофельзитовой структурой с отклонением до микропйкилитовой и далее до микрогранитовой. Иногда фельзитовый агрегат склеен стеклом и постепенно сменяется стекловатой структурой. В составе основной массы присутствуют кварц, полевой шпат, лейсты биотита, реже – мусковита. В виде акцессориев развиты зерна циркона, апатита, рудных минералов, турмалина, граната, рутила.

Стекловатые разновидности риолитов встречаются вблизи кровли и подошвы покровов. Так, в керне одной из скважин они образуют черную "икрянистую" породу *перлитовой текстуры*, сформированной из округлых скорлуповатых зернышек стекла диаметром 1-3 мм с небольшим содержанием фенокристаллов олигоклаза, мелких зерен магнетита и клинопироксена. Стекло в тонких шлифах прозрачное, буроватое, с показателем преломления 1.502, что соответствует содержанию кремнезема (SiO_2) ~70 %. Микроскопическое изучение перлитовых микрочастиц показывает, что они представляют собой капельные сгустки стекла диаметром не более 0.05 мм. В них заключены радиально ориентированные микроиглы гематита. Стекло в этих капельных сгустках нередко девитрифицировано, и минеральные микрозерна с показателем преломления меньше, чем у вмещающего микрофельзита, образованы щелочным полевым шпатом.

Описанное ранее (в Синарском разрезе) образование сферолоидов наблюдается и здесь, в прикровельной части покрова риолитов, ниже стекловатой перлитовой зоны. На смену "икрянистой" стекловатой лаве с перлитовой текстурой приходит массивная стекловатая порода с почти невидимой криптокристаллической девитрификацией. В ее мезостазисе (основной массе) наблюдается обособление сферолоидов диаметром от 5 мм и менее (рис. 2в). Еще ниже по разрезу мезостазис приобретает микрофельзитовое и микросферолитовое строение, а сферолоиды постепенно, теряя свои резкие очертания, сливаются с вмещающей породой.

Сферолоиды также выполнены девитрифицированным стеклом. В их ядре находится светлый кварц-полевошпатовый микрофельзит, а во внешней бурой кайме сосредоточены радиально ориентированные иглы гематита. В еще более крупных сферолоидах видно концентрически-зональное строение: между салическим микрофельзитовым ядром и фемической внешней оболочкой заключены концентрические зоны, обогащенные то кварц-полевошпатовым фельзитом, то гематитом. Порфиновые вкрапленники полевого шпата не влияют на формирование сферолоидов, поскольку они располагаются то в их центрах, то в краевых зонах или пересекают их. Несомненно, что полевошпатовые вкрапленники сформировались прежде сферолоидов, до отвердевания расплава.

Резюмируя генезис сферолоидов из разных частей траппового разреза, можно утверждать, что они формируются в большей мере в риодацитовых разностях липаритов, вблизи от кровли (иногда – и подошвы) лавовых потоков. Их образование происходило после выпадения интрателлурических фенокристаллов полевого шпата, но в еще расплавленной вулканической массе, не позднее кристаллизации ранних микролитов. Скорее всего, формирование сферолоидов обусловлено процессом *ликвации* расплава – своего рода коагуляцией вязких капель в менее вязкой жидкости. Мы намеренно концентрируем внимание на образовании сферолоидов, т.к. считается, что "процесс ликвации теоретически определен, однако его существование в естественных силикатных расплавах неочевидно" (Рыка, Малышевская, 1989).

4. Петрология триасовых траппов Зауралья

Коснувшись явления ликвации в триасовых кислых лавах Зауралья, мы тем самым переходим в область петрогенезиса липаритовой части контрастных трапповых излияний. В нашем случае основой для исследований служит массив из 181 химического анализа липаритов и базальтов (Крылов, 2007).

В результате известных петрологических исследований установлено два пути эволюции базальтовой магмы. Первый путь, соответствующий образованию серий Боуэна, сопровождается интенсивным выпадением из расплава магнетита, начиная с ранних и до средних стадий кристаллизации, что приводит к обогащению остатка кремнеземом. Второй путь (тенденция Феннера) выражается кристаллизацией из расплава железистого оливина одновременно с формированием минералов прерывистого ряда (магнезиальный оливин – моноклинный пироксен) и непрерывного ряда (Ca–Na плагиоклазы). При этом происходит обогащение остатка расплава железом, а в некоторых случаях обеднение его кремнеземом. Нами на основе диаграммы Осборна ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) – SiO_2 (Osborn, 1962) сделана попытка определить тенденцию развития траппов Среднего Зауралья. С ее помощью, в соответствии с полученной нами пологонаклоненной кривой диаграммы, установлено четкое направление кристаллизации зауральских базальтов по известково-щелочной схеме Боуэна.

При изучении эволюции магмы наиболее достоверными оказываются так называемые индекс-диаграммы, где выбранные индексы служат параметром хода дифференциации, а связанные с ними вариации породообразующих окислов иллюстрируют динамику процесса. Куно и др. (Kuno et al., 1957) предложен индекс $\text{SI} = (\text{MgO} \times 100) : (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Торнтоном и Таттлом для подобных диаграмм выведен индекс DI, который является суммой весовых процентов нормативных кварца, ортоклаза, альбита, нефелина, лейцита и кальсилита. Однако оба этих индекса страдают односторонностью, поскольку не выражают обеих реакционных серий. В этом смысле более показателен модифицированный индекс Ларсена ($1/3 \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}$) – (CaO+MgO), т.к. он включает выражения для обеих реакционных серий.

Наиболее выразительным является так называемый кристаллизационный индекс (CI), предложенный Полдерваартом и Паркером (Poldervaart, Parker, 1964). В его обоснование авторы напоминают, что самые ранние части реакционных серий очень просты и содержат только три главные фазы: анортит, диопсид и оливин, со шпинелью во второстепенной фазе. Поэтому параметр хода магматической дифференциации должен опираться на фазы родоначальной, петрогенетически примитивной системы $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ – $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ – Mg_2SiO_4 . Поздние, щелочно-кремнистые части реакционных серий: SiO_2 – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 являются парагенетически остаточной системой. Изменение величины кристаллизационного индекса CI характеризует поступательное развитие магматических расплавов или изверженных пород, начиная от примитивной системы анортит-диопсид-форстерит.

Численно индекс CI выражается в весовых процентах как $\text{CI} = \Sigma (\text{An} + \text{Di}' + \text{Fo}' + \text{Sp}')$, где An – нормативный анортит; Di' – магнезиальный диопсид, вычисленный из нормативного диопсида; Fo' – нормативный форстерит плюс нормативный энстатит, пересчитанный на форстерит; Sp' – магнезиальная шпинель MgAl_2O_4 , вычисленная из нормативного корунда в ультрамафитах.

Породы, состоящие исключительно из анортита, магнезиального диопсида или форстерита (или из их смеси), имеют CI = 100 %. Породы, состоящие только из кварца, щелочных полевых шпатов или фельдшпатитов (или их смеси), имеют CI = 0 %.

Построение индекс-диаграмм использует проведенный нами пересчет на нормативные минералы в системе CIPW 181 валового силикатного химического анализа базальтов и липаритов. Графики взаимозависимости химических компонентов пород и кристаллизационного индекса CI выстроены с помощью метода "скользящего окна". Вариационные диаграммы для триасовой трапповой серии базальтов-липаритов Среднего Зауралья показаны на рис. 3.

На диаграмме CI– SiO_2 в левой, базальтовой, части графика тянется почти горизонтальная линия от начала кристаллизации и до CI = 47, и далее – небольшое увеличение кремнезема до CI = 29. Это соответствует выделению из первоначального расплава твердой базальтовой породы, до андезитобазальтов ($\text{SiO}_2 = 50$ –55 %). После паузы график в липаритовой части диаграммы возобновляется скачком (начиная с CI = 23.5), но уже на уровне дацитов ($\text{SiO}_2 = 65$ %), после чего наблюдается увеличение и затем стремительный рост содержания кремнезема в породах по мере фракционирования липаритов. Наивысшие значения достигаются в конце процесса дифференциации. В природных разрезах это соответствует излиянию сначала базокварцевых (риодацитовых) разностей, а в финале – кварцефировых (риолитовых) покровов.

На диаграмме CI– K_2O в базальтовой части количество калия нарастает плавно по мере замедленного обогащения расплава калием. В липаритовой части содержание окиси калия быстро возрастает, и лишь в конце процесса видна тенденция к снижению. Натрий (CI– Na_2O) в траппах ведет себя по-иному: в базальтоидах его содержание плавно и неуклонно возрастает, а в липаритах он обнаруживает некоторую тенденцию уменьшать свою долю, уступая место калию.

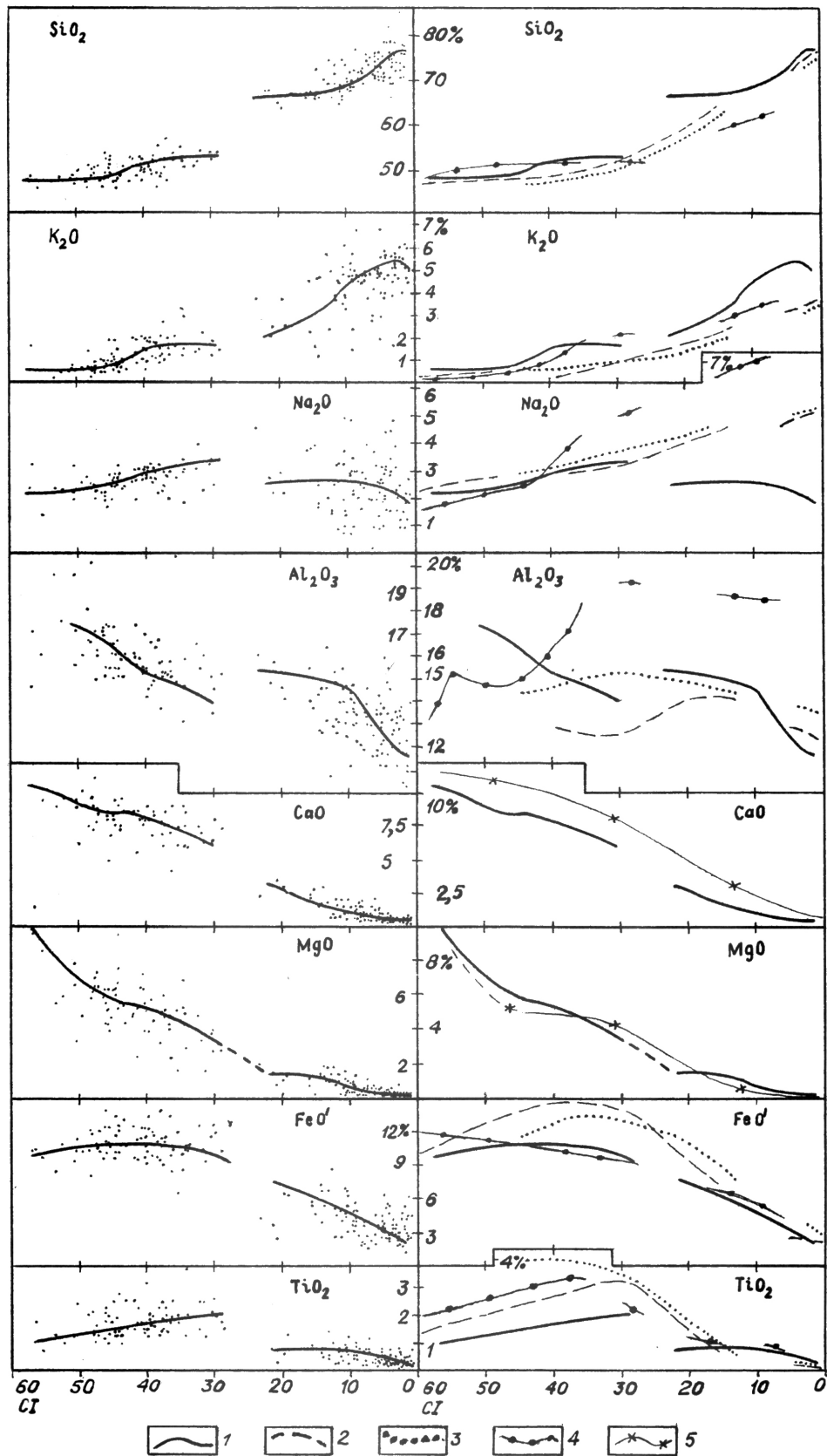


Рис. 3. Индекс-диаграммы CI – породообразующие окислы. Слева: для контрастной серии Среднего Зауралья. Справа: для контрастных серий: 1 – Среднего Зауралья, 2 – Исландии, 3 – о-ва Пасхи, 4 – Гавайских островов, 5 – совмещенная, для океанических серий

Поведение глинозема в системе $Si-Al_2O_3$ в какой-то мере соответствует тенденции развития полевых шпатов в ходе дифференциации расплава. В базальтовой части диаграммы, несмотря на стабильное присутствие в породах лабрадора, наблюдается уменьшение содержания глинозема, что, вероятно, приводит к накоплению его в остаточном расплаве. В липаритовой части первоначальное среднее содержание на уровне 15.2-14.8 % соответствует кристаллизации интрателлурических плагиоклазов: андезин-олигоклаз и более позднего альбита. Далее, при появлении калиевых полевых шпатов (одновременный рост кривой $Si-K_2O$), но некотором сохранении роли плагиоклазов, происходит резкое падение содержания Al_2O_3 до 11.6 %. Таким образом, создается впечатление, что в целом глинозем, по всей вероятности, играет пассивную роль в ходе дифференциации расплава, "приноравливаясь" к поведению разных минеральных компонентов.

Известь и магнезия обнаруживают устойчивую тенденцию к обеднению ими пород в процессе фракционирования, причем CaO испытывает небольшой скачок книзу в паузе, отделяющей базальты от липаритов. Низкое содержание CaO в конечных продуктах дифференциации приводит к наблюдаемому в липаритах резкому обогащению плагиоклазов альбитовой составляющей. Магнезия (MgO) плавно уменьшает свое содержание в породах, почти не реагируя на петрографическую паузу между базальтами и липаритами.

Для характеристики поведения железа выбрана закисная форма, к которой приведена и окись ($FeO' = FeO + 0.9 Fe_2O_3$), поскольку степень окисления в породах сильно меняется в связи с наземными условиями излияний. В базальтах первоначально обнаруживается слабое повышение содержание железа, которое затем сменяется спадом, усиленно продолжающимся в липаритах.

Наконец, окись титана поначалу несколько возрастает по мере дифференциации в базальтовой части, далее скачком снижается при переходе к липаритам и стремится к нулю в наиболее кислых лавах.

Общим важным показателем вышеприведенных бинарных диаграмм является начало хода дифференциации от величины $CI = 57$. Однако вполне вероятно, что эта величина лишь опосредованная в массиве реальных пород. Скорее всего, процесс формирования базальтов и фракционирования магмы начался где-нибудь в более примитивном расплаве, о чем говорит единичный анализ базальтового стекла гиалокластитов ($CI = 63.7$, содержание $SiO_2 = 46\%$). Другой важный показатель вариационных диаграмм состоит в разрыве графиков между значениями CI 29 и 23.5. Именно сюда приходится качественный скачок, обусловивший формирование контрастной серии, при котором кристаллизующийся расплав резко переходит от базальтоидного состава к кислому, липаритовому. Третий важный показатель, вытекающий из данных диаграмм, заключается в практически полном завершении дифференциации расплава по тренду Боуэна.

Несомненно, что главным породообразующим окислом контрастной серии является кремнезем, составляющий почти половину вещества изначального расплава и увеличивающий свое содержание в расплаве до 80 %. Именно его количественные изменения в ходе дифференциации в наибольшей мере обусловили резкое коренное преобразование (разделение на фракции) изначального расплава. По-видимому, наблюдаемый скачок графика диаграммы $Si-SiO_2$ знаменует собой выход из противоречия между естественным ходом кристаллизации базальтов и сверхнормативным накоплением остаточного кремнезема в расплаве.

Анализ диаграмм окислов щелочей, кальция и глинозема объясняет, как в липаритах происходит довольно быстрая смена кислых плагиоклазов щелочными полевыми шпатами, а среди них затем устанавливается господство калиевых полевых шпатов. Одновременно, ниспадающая кривая $Si-Al_2O_3$ свидетельствует об уменьшении в породах роли полевых шпатов, на смену которым приходит кварц. Такой вывод из рассмотренных диаграмм вполне соответствует реальному составу липаритов Зауралья.

Однако, несмотря на скачкообразное изменение содержаний большинства окислов при переходе от базальтов к липаритам, в некоторых из них этого не происходит. В частности, K_2O , MgO , FeO' характеризуются графиками, которые могли бы связать воедино кислые и основные лавы, что еще раз подчеркивает принадлежность данных контрастных пород единой серии.

Особое внимание следует обратить на индекс-диаграмму окиси магния. График $Si-MgO$ состоит из двух частей. В базальтовых породах линия более кругая, на границе основных и кислых разностей имеется перегиб, а в кислых породах график протягивается почти горизонтально. Это означает, что в базальтовых расплавах по мере фракционирования происходит интенсивная потеря магния, тогда как в липаритах магний остается почти на одном уровне в процессе кристаллизации. Количество магния почти стабилизируется, начиная со значения $CI = 23-21.5$. Численно эта величина близка к нашей эмпирической оценке объема липаритов в туринской серии Среднего Зауралья.

Вообще же, по нашему мнению, следует соотнести начальную величину объема кислого остатка с $CI = 23.5$, т.е. на долю излившихся липаритов, по-видимому, приходится 23.5 % изначального объема расплава. Соответственно, можно оценить объем базальтовой составляющей геологического разреза в

71 %, исходя из конечной величины ее кристаллизационного индекса $CI = 29$. Разница в 5.5 %, вероятно, отражает "усадку" застывшего расплава.

Наконец, попытаемся гипотетически представить себе процесс дифференциации породообразующего расплава в Зауральском регионе, исходя из анализа приведенных индекс-диаграмм.

По нашему представлению, дифференциация началось с кристаллизации и выпадения в первичном базальтовом расплаве Mg-Ca-Al минералов (реально – диопсида и лабрадора). При этом кремнистый и железистые окислы вели себя почти индифферентно. Однако, начиная с момента $CI = 47$, расплав несколько обогащался кремнеземом и щелочными окислами, одновременно происходило пылевидное выделение магнетита. После достижения точки хода дифференциации $CI = 29$ в магматическом очаге произошло фракционирование из расплава порций риодацитового состава (и дальнейшее преобразование его в риолитовый), которые стали самостоятельно поступать на дневную поверхность по выводящим каналам и трещинам. Казалось бы, подобная "сепарация" единого магматического расплава выглядит нереальной. Однако последовательное формирование чередующихся контрастных эффузивов в сочетании с целым рядом структурных и текстурных признаков единого геологического разреза, несомненно, подтверждает их генетическое единство.

5. Сравнительная петрология траппов Зауралья и океанических лавовых комплексов

Для выяснения хода фракционирования базальтовых расплавов в океанических комплексах с помощью аналогичных бинарных диаграмм нами исследованы и сопоставлены с материалами по Зауралью эффузивные серии Исландии (*Walker*, 1966; *Carmichael*, 1964), острова Пасхи (*Кренделев*, 1975; *Bandy*, 1937) и Гавайских островов (*Macdonald*, *Katsura*, 1964; *Kuno et al.*, 1957). Диаграммы построены на основании нашего пересчета в системе CIPW массивов химических анализов соответствующих эффузивов.

На диаграмме $CI-SiO_2$ для эффузивов Исландии и о. Пасхи взбросового скачка не наблюдается. Графики плавно тянутся из левой, базальтовой, части до $CI = 13-15$ и $SiO_2 = 61-65$ %. Это соответствует реальному выделению из первоначального расплава базальтов, андезитов и дацитов (*Walker*, 1959). Далее после паузы графики в липаритовой части возобновляются, начиная с $CI = 3.5-5$. И хотя кислые фракции магматических расплавов и здесь оторваны от основных и средних пород, тем не менее, их можно связать едиными плавными линиями. Базальты Гавайев несколько обогащаются кремнеземом в самом начале хода дифференциации; однако при неполном завершении процесса (величина CI не достигает нуля, остановившись на величине более шести) расплавы достигают содержания SiO_2 не более 61 % и реализуются не в кислых разностях, а в виде щелочных вулканических пород.

Диаграммы $CI-K_2O$ и $CI-Na_2O$ отражают умеренное повышение содержания щелочей в базальтах и кислых лавах Исландии и о. Пасхи. Лавы Гавайских островов, обогащаясь натрием (не в ущерб содержанию калия), приобретают в целом щелочной характер.

Поведение глинозема (Al_2O_3) в вулканиках сопоставляемых регионов резко индивидуально. Вероятно, это соответствует отмеченной выше пассивной роли Al_2O_3 в процессе дифференциации.

На диаграмме $CI-CaO$ видна устойчивая всеобщая тенденция к обеднению пород известью. При этом, если на графике Зауралья оно происходит скачкообразно, то в океанических сериях – плавно.

Для характеристики железистости нами вновь выбрана закисная форма ($FeO' = FeO + 0.9 Fe_2O_3$) из-за сильной изменчивости степени окисления железа в лавах при различных условиях извержений. Приведенные индекс-диаграммы отражают почти общую для сравнимых комплексов картину начального увеличения железа в базальтах, а затем быстрого, но плавного, его уменьшения.

Поведение окиси титана в различных сериях в значительной мере разнообразится.

Особо остановимся на диаграмме $CI-MgO$. Графики для траппов Зауралья и океанических серий почти совпадают. Они состоят как бы из двух частей: более крутой базальтовой и пологой липаритовой. Этому соответствует различная интенсивность накопления магнезии в основных и кислых лавах. Крутой наклон ее графика в левой части диаграммы, возможно, характеризует сравнительно быстрый темп фракционирования базальтов и андезитов. Перегиб линии графика MgO совпадает с началом резкого изменения состава кристаллизующегося расплава. Численная величина пологого интервала CI от точки перегиба графика до нуля (от начала фракционирования кислого расплава и до его завершения) эмпирически близка к процентному количеству кислого дифференциата. Для липаритов Среднего Зауралья данный интервал CI находится в пределах 21.5-23 %, что, по нашему мнению, отвечает приведенной выше оценке их объема в траппах региона. Для Исландии эта величина составляет 5 %, для о. Пасхи – 3.5 %, приблизительно соответствуя оценке исследователей объема кислых пород в изученных разрезах. Таким образом, при условии завершения обеих боуэновских серий ($CI \rightarrow 0$), конечная субгоризонтальная ветвь графика $CI-MgO$, возможно, подсказывает нам относительную величину образовавшегося кислого расплава. Гавайский комплекс не достигает нулевого значения CI ,

останавливаясь на величине 6 %, т.е. не вполне завершает боуэновские серии. Его парагенетически остаточная система, по сравнению с Исландией и о. Пасхи, относительно обеднена SiO_2 , но обогащена Na_2O и Al_2O_3 , при весьма близком с этими комплексами содержании K_2O , CaO , MgO , FeO и TiO_2 . Это соответствует щелочному (условно ортоклаз-олигоклазовому), слабжелезистому общему петрохимическому составу гавайской лавы.

6. Заключение

Анализируя диаграммы CI для Зауралья, можно предположить, что кислые лавы триасовых траппов являются конечным продуктом фракционирования родоначального толеитового расплава, вероятно, контаминированного в нижних слоях земной коры, на что косвенно указывает и несколько увеличенное содержание K_2O . При этом породы верхней коры, судя по неизменным ксенолитам, не влияли на химизм расплава. Возможность такого селективного обогащения обсуждалась Д. Грином и А. Рингвудом на примере континентальных толеитов Антарктиды и Тасмании (Грин, Рингвуд, 1970). По всей вероятности, в Зауралье по мере обогащения остаточного толеитового расплава кремнеземом и глиноземом созрел процесс фракционирования дискретных порций кислой фазы, со временем обособлявшихся в самостоятельный объем. Подобная контаминация не происходит в океанических базальтах, лишенных взаимодействия с сиалем. Тем не менее, океанические неконтаминированные магмы, как мы видим на примере Исландии, о. Пасхи и Гавайских островов, также фракционируют с выделением небольших дискретных порций кислого (или щелочного) остатка. Подобные явления отмечены исследователями и в других геологических регионах, в частности, в Южной Африке, на о-ве Кергелен и др. Таким образом, описанный процесс фракционирования базальтоидных расплавов является характерной чертой для многих излившихся комплексов мантийного генезиса, где палеотипные изменения еще не маскируют истинный первичный петрохимический состав пород. Из этого можно сделать вывод, что известная часть кислых эффузивов генерируется вслед за базальтами из единого расплава, а в глубинных интрузивных телах подобным же образом формируются и гранитоиды.

На всем протяжении хода дифференциации расплава индикатором процесса, по нашему мнению, является окись магния: она несет как бы генетическую информацию, показывая темп фракционирования и количество кислого остатка в расплавленном минеральном веществе.

Благодарность. Должен поблагодарить свою судьбу, связавшую меня с Геологией и давшую возможность работать, ныне уже более полувека, на геологической съемке и поисках твердых полезных ископаемых в районах Урала и Казахстана, в региональной и структурно-поисковой сейсморазведке и в геолого-петрографических исследованиях на шельфе Арктики, и даже на стройизысканиях на Кольском полуострове, – формируя из меня универсального специалиста в диапазоне от архея до квартера.

Литература

- Bandy M.C.** Geology and petrology of Easter Island. *Bull. of Geol. Sci. of America*, v.48, N 11, p.1589-1610, 1937.
- Carmichael I.S.E.** The Petrology of Thingmuli, a Tertiary Volcano in Eastern Iceland. *Journ. of Petrology*, v.5, N 3, p.77-101, 1964.
- Kuno H., Yamasaki K., Lida C., Nagashima K.** Differentiation of Hawaiian magmas. *Japan Geol. and Geogr. Journ.*, v.28, N 4, p.179-218, 1957.
- Macdonald B.A., Katsura N.** Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journ. of Petrology*, v.5, N 1, p.82-133, 1964.
- Osborn E.F.** Reaction Series for subalkaline igneous rocks, based on different oxygen pressure conditions. *The American Mineralogist*, v.47, N 3-4, 1962.
- Poldervaart A., Parker A.B.** The crystallization index as a parameter of igneous differentiation in binary variation diagrams. *American Journ. of Sci.*, v.262, N 3, 1964.
- Walker G.P.L.** Acid volcanic rocks in Iceland. *Naples, Bull.volcan.*, v. XXIX, p.375-402, 1966.
- Walker G.P.L.** Geology of the Reydafjordur Area Eastern Iceland. *London, Quatern. Journ. Geol. Soc.*, v. 114, pt. 3, N 455, p.367-393, 1959.
- Грин Т.Х., Рингвуд А.Е.** Происхождение серий изверженных щелочноземельных пород. В кн.: *Происхождение главных серий изверженных пород, по данным экспериментальных исследований. Л., Недра, с.207-222, 1970.*
- Зонов В.С., Крылов Р.А., Жижалева Н.М.** Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000, Серия Зауральская, лист О-41-XXXIII. *Свердловск, изд-во УрГУ, 1974а.*

- Зонов В.С., Крылов Р.А., Жижалева Н.М.** Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000, Серия Зауральская, лист N-41-III. *Свердловск, изд-во УрГУ, 1974б.*
- Иванов К.П.** Триасовая трапповая формация Урала. *М., Наука, 154 с., 1974.*
- Кренделев Ф.П.** Остров Пасхи (геология и проблемы). *Новосибирск, СО АН СССР, Бурятский филиал, вып. 3, 96 с., 1975.*
- Крылов Р.А.** Парастратотип разреза бичурской свиты туринской серии на р. Синаре. *В кн.: Новое в стратиграфии триаса Палеоурала. Свердловск, УНЦ АН СССР, с.74-78, 1980.*
- Крылов Р.А.** Петрография кайнотипных липаритов Среднего Зауралья. *В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Труды Второго Уральского петрографического совещания. Свердловск, УФАН СССР, т.3, с.235-242, 1969.*
- Крылов Р.А.** Петрология липаритов нижнего-среднего триаса Среднего Зауралья. *Екатеринбург, Уральский геологический журнал, № 6, с.69- 84, 2007.*
- Малютин Н.Б., Смирнов Е.П., Дегтева М.Н.** Геологическое строение складчатого фундамента в Среднем Зауралье. *М., Недра, 223 с., 1977.*
- Пумпянский А.М.** К вопросу о возрасте и формационной принадлежности кислых эффузивов, относимых к туринской серии триаса Западно-Сибирской плиты. *Екатеринбург, Уральский геологический журнал, № 6, с.85-90, 2007.*
- Рыка В., Малишевская А.** Петрографический словарь. *М., Недра, 590 с., 1989.*
- Тужикова В.И.** Триасовая система. *В кн.: Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, ч.3, с. 47-62, 1977.*