

О СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ (на примере юга Восточной Сибири)

П. М. ХРЕНОВ, Ю. В. КОМАРОВ, С. И. ШЕРМАН

(Институт земной коры СО АН СССР)

Вулкано-плутонические формации могут иметь место в разных геоструктурных зонах, однако как типичные они проявляются: а) в начальные этапы развития эвгеосинклиналей (спилито-кератофировая и габбро-диорито-диабазовая формации); б) на древних платформах (излияния траппов и связанных с ними долеритов, кимберлиты и щелочные ультраосновные породы с карбонатами); в) при тектонической активизации консолидированных областей, переживавших эпигональное развитие.

Не рассматривая достаточно известные формации эвгеосинклиналей и древних платформ, остановимся на вулкано-плутонических формациях, связанных с эпигональным развитием (Комаров, Хренов, 1963 и 1964, 1962), в течение которого они получили более ясное выражение, слагая в некоторых случаях громадные вулкано-плутонические пояса (Устиев, 1959, 1963).

Южная часть Восточной Сибири представляет в этом отношении особый интерес. Здесь в пределах Саяно-Байкальского складчатого пояса имеются вулкано-плутонические формации, проявившиеся в разных структурно-тектонических условиях. Однако наиболее распространены подобные формации в трех разновозрастных вулканических поясах: Прибайкальском, Саянском и Западно-Забайкальском (Хренов и др., 1965 и 1966). Чтобы выявить особенности структурного положения этих поясов, необходимо хотя бы кратко рассмотреть представления о стадиях развития геологических структур юга Восточной Сибири.

Наиболее древние этапы развития рассматриваемой территории относятся к архею. Именно в архее начинается заложение двух прогибоволожных по дальнейшей истории развития структур: древнего устойчивого ядра Сибирской платформы и геосинклинальной складчатой области. При этом устанавливается, что повсеместно структура коколя срезается заложившейся уже на рубеже раннего и позднего архея складчатой зоной (Павловский, 1956; Замаева, 1961) протогоэосинклинального типа (Павловский, Марков, 1963). Это резкое несоответствие структур, об-

рамяющих ядро платформы, везде подчеркивается системой глубинных разломов — краевым швом (Шатский, 1947; Замаева, 1961; Косыгин, Лучицкий, 1961). В нижнем протерозое краевой шов явился той границей, к востоку от которой произошло заложение геосинклинальной зоны. Развитие последней удается проследить до нижнего палеозоя, когда наметилось полное замыкание полициклической Саяно-Байкальской геосинклинали (Павловский, 1956).

Нижнепротерозойские геосинклинальные прогибы выполнены регионально метаморфизованными (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фация) вулканогенно-терригенными, терригенными и реже карбонатными формациями. Характерной особенностью этих прогибов является образование единого вулкано-плутонического комплекса, который представлен излияниями лав спилито-кератофировой формации (диабазы, спилиты, кератофилы, альбитофилы) и тесно с ними связанными субвулканическими интрузиями габбро, габбро-диабазов и альбитовых гранит-порфиров, кварцевых микродиоритов (Салоп, 1964). Собственно плутоническая деятельность в нижнем протерозое выражена в образовании габбро-плагиогранитной и гипербазитовой формаций.

В результате нижнепротерозойского диастрофизма осадочно-метаморфические толщи были смяты в линейные складки, консолидированы и по краевому шву причленены к древнему ядру Сибирской платформы. Однако в среднем протерозое эта консолидированная складчатая область, прошедшая в нижнем протерозое геосинклинальный орогенный этап развития, в зоне краевой шва испытала сильно тектоно-магматическую активизацию. На значительном отрезке краевой шов (от Северного Приольхья до р. Витим) явился зоной проницаемости для магматических продуктов. Пока нет данных, указывавших на образование в среднем протерозое на юге Восточной Сибири типичных геосинклинальных трогов. Это позволяет предполагать, что Саяно-Байкальская нижнепротерозойская складчатая область в среднем протерозойское время была областью эрозии и развивалась по типу гигантского свода.

Как можно полагать из представлений С. М. Замаева (1961) и Л. И. Салопы (1964), коколь Сибирской платформы испытывал в среднем протерозое также восходящие движения, которые, однако, были менее энергичны, чем поднятия Саяно-Байкальского свода. Таким образом, в этот период рассматриваемый краевой шов явился границей двух сред с различным градиентом движения, что, очевидно, и обусловило его повышенную магматическую проницаемость. Вначале здесь происходило излияние андезитов, образование пирокластов и внедрение гранитондов. Затем произошло оседание свода и формирование связанных с ним надвигов, тяготеющих, в свою очередь, к зоне

краевого шва. Именно к этому периоду приурочены мощные проявления кислой магмы. Среднепротерозойский структурный этап вулканоплутонического пояса резко несогласно залегает как на древнем цоколе платформы, так и на складчатом основании нижнего протерозоя. При этом сравнительно простая внутренняя структура верхнего этажа резко контрастирует со сложными дислокациями фундамента. В среднепротерозойском структурном этапе велика роль приразломных дислокаций. Разрывы сопровождаются зонами милонитов, характерны приразломные формы складок.

Однако в целом вулканогенно-терригенные толщи собраны в простые пологие складки, характер которых изменяется в простирании пояса: в восточной части складки более крутые, по мере приближения к цоколю платформы они становятся более крупными и пологими.

В верхнем протерозое наблюдается дальнейшая тенденция к опусканию многих ранее поднятых частей Саяно-Байкальской складчатой области, образуются новые или унаследуются прежние (нижнепротерозойские) прогибы, в которых накапливаются мио- и эвгеосинклинальные осадки (спилито-кератофировая формация).

Верхнепротерозойские тектоно-магматические процессы не привели к замыканию Саяно-Байкальской геосинклинальной системы. Ее развитие продолжалось и в нижнем кембрии, когда в Западном Прибайкалье происходило формирование периферийного опускания, а в Западном Забайкалье и Восточном Саяне резко обособились две зоны: краевое геосинклинальное поднятие с жесткими массивами докембрия и внутреннее эвгеосинклинали (Удино-Витимская, Джидинская, Сархойская, Восточно-Тувинская и т. д.).

Складчатость конца среднего кембрия была последней геосинклинальной складчатостью для большей части Саяно-Байкальского подвижного пояса. В период складчатых движений конца верхнего протерозоя (байкалды) и среднего кембрия (ранние каледониды) повсеместно происходили внедрения кислой магмы, образовалась типичная батолитовая гранитоидная формация (Кузнецов, 1964). Лишь в юго-западных частях Западного Саяна и Горного Алтая геосинклинальное развитие было завершено в преддевонское время. Как считает И. В. Лучинский (1960), на месте ранних каледонид в Западном Саяне и прилегающей части Сибирской платформы в ордовике и силуре образовалось обширное поднятие в виде пологого свода. В девонское время в верхнем силуре Алтае-Саянская часть складчатого пояса была охвачена тектонической активизацией, которая распространялась как на раннекаледонскую зону завершения складчатости, так и на более жесткие структуры, сформировавшиеся в протерозое. Эта активизация наиболее широко проявилась

вблизи Главного Саянского глубинного разлома и оперяющих его ветвей.

В западной части свода произошло его обрушение, что привело к заложению ряда крупных прогибов и впадин (Рыбинская, Северо- и Южно-Минусинские, Тувинская и др.). Во впадинах и на их пределах вдоль разломов начинают формироваться мощные вулканогенные толщи, внедряются сопряженные с эффектами крупные интрузии.

В Саянском поясе так же, как и в Прибайкальском, отчетливо обособляется два структурных этажа: нижний, сложенный геогенными блоками позднего архея, протерозоя и кембрия, и верхний, сложенный вулканоплутоническими комплексами девонского и осадочно-вулканогенных толщ верхнего структурного этажа складчатые формы выражены различно. Во впадинах на фундаменте раннекаледонской стабилизации они отличаются сложностью структур (особенно вблизи обрамляющих разломов), а во впадинах, развивавшихся на складчатом основании (байкалды или древнем цоколе Сибирской платформы, имеют кобчугатую форму, а иногда имеют изгибы типа флексур.

Одной из характерных особенностей Саянского вулканического пояса является разновозрастность его фундамента (нижнего структурного этажа) и постепенное омоложение его с востока на запад (древний цоколь платформы и байкалды на востоке, область раннекаледонской стабилизации в центре и позднекаледонской на западе).

Позднепалеозойская история развития рассматриваемой части Саяно-Байкальского складчатого пояса весьма мало известна. Вероятно, здесь преобладали восходящие движения. Лишь в мезозое восточная часть складчатого пояса снова вовлекается в тектоно-магматическую активизацию. На громадной территории, включающей Западное и Северо-Восточное Забайкалье, Олекмо-Становую зону и южную часть Алданского массива, начиная с раннего триаса на западе с постепенным расширением по площади в юре и мелу в направлении к северо-востоку проявляется интенсивная магматическая деятельность.

В пологих впадинах, осложненных разломами, а затем в узких грабен-синклиналях накапливаются мощные вулканогенные и терригенные толщи, которые впоследствии были прорваны интрузиями гранитоидов. Эти внутренние структуры вулканоплутонического пояса возникают в условиях сводовых воздымающих гетерогенного фундамента и контролируются системами разломов, часть которых была заложена в более древние тектонические эпохи, а часть возникла вновь.

Мезозойская тектоническая активизация привела к формированию не только линейно вытянутых вулканических поясов. К востоку от Западно-Забайкальского пояса располагаются крупные, часто изометричные по форме вулканические провинции —

Восточное Забайкалье и Восточная Монголия, Хинганская зона и др., структурное положение которых, по нашему мнению, принципиально не отличается от положения рассматриваемых вулканических поясов.

Итак, мы можем констатировать, что в структурах юга Восточной Сибири по крайней мере трижды (в среднем протерозое, в девоне и мезозое) создавались условия своеобразной тектонической активизации, приведшей к возникновению трех самостоятельных структур — вулкано-плутонических поясов, которые свойственны определенным вулкано-плутоническим формациям (их краткая характеристика приводится ниже).

В Прибайкальском вулканическом поясе, структурно-тектоническая позиция которого определяется рядом признаков краевой шва, стратифицированные образования объединены в акитканскую серию, состоящую из домугдинской, хибеленской и чайской свит (В. Д. Мац, А. А. Бухаров). В строении этих свит участвуют и терригенные, и вулканогенные образования. Так, домугдинская и хибеленская свиты сложены преимущественно вулканогенными образованиями, а в чайской преобладают терригенные отложения. Это типичные представители единой серии континентальных вулканогенно-молассовых формаций. По составу магматических проявлений и тесной взаимосвязи между эффузивными и интрузивными комагматами выделяется ряд вулкано-плутонических формаций.

Магматическая деятельность началась с излияния субщелочных лав трахитового и трахандезитового состава в северной части пояса и распространилась затем на более южные районы, где наряду с породами среднего состава появляются и субщелочные кислые лавы. Завершают данный этап магматизма субвулканические и гипабиссальные образования первой фазы ирельского комплекса, представленные небольшими телами и дайками диоритов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров и реже фельзит-порфиров. Эффузивные и интрузивные аналоги образуют единую *трахандезитовую формацию*, в которой крайние члены дифференциации представлены субщелочными и кислыми эффузивами и субвулканическими телами сиенитового и гранитного состава. Общим признаком для всех пород данной формации является несколько повышенное содержание щелочей при равной роли натрия и калия (иногда последний преобладает). Те же особенности отмечаются и для субвулканических пород диоритового состава, что указывает на их связь с породами сиенитового ряда и исходной трахандезитовой магмой.

В последующем происходит излияние преимущественно субщелочных кислых эффузивов и накопление больших мощностей (до 2600 м) пирокластических образований (хибеленская свита). Эффузивы представлены фельзитовыми и кварцевыми порфиритами, туфолавами и очень редко базальтовыми порфиритами.

Площади развития эффузивов выявлены древние вулканические аппараты центрального типа, заполненные лавами кварцевых порфиров (Хренов и др., 1965). Здесь же присутствуют экстремально сложенные кварцевыми порфирами, которые переходят в субвулканические и гипабиссальные тела гранитного состава, часто с гранофировой структурой. Весь этот комплекс пород от южной фации до гипабиссальных образований представляет собой единую *трахилипарито-гранофировую формацию*.

Излияния эффузивов сопровождались несколькими фазами интрузивного магматизма (вторая — четвертая фазы ирельского комплекса согласно М. П. Лобанову, 1964), среди которых преобладают породы как субвулканической, так и гипабиссальной фации, тесно связанные с интрузивными телами и вулканическими аппаратами центрального типа выделенной выше трахилипарито-гранофировой формации. Интрузивы представлены вытянутыми трещинными плутонами микроклиновых гранитов, граносиенитов, а также субвулканическими телами алякитовых гранитов, гранофировых гранитов, гранит- и граносиенит-порфиров. Гранитоиды в общем случае имеют лейкократовый облик, повышенное содержание щелочей, что приближает их к щелочно-известковому ряду с небольшим преобладанием калия над натрием.

Гранитоиды ирельского комплекса (вторая и четвертая фазы), сопровождающие излияния хибеленских эффузивов, отнесены к *формации субвулканических гранитов*. Эта формация выделяется Ю. А. Кузнецовым (1964), который подчеркивает, что породы образовались в приповерхностной или гипабиссальной обстановке и явно связаны в просторанстве и во времени с липаритовой формацией. Он же отмечает как характерный признак широкое развитие гранофировых структур в порфировых и в равномернозернистых породах.

Завершающий этап среднепротерозойского тектоно-магматического цикла ознаменовался внедрением комплекса даек и штоков основного состава (диабазов, габбро-диабазов), которые, по-видимому, не связаны с другими эффузивными или интрузивными образованиями, оторваны от них во времени и могут быть выделены в самостоятельную *формацию малых интрузивного состава*.

Таким образом, в Прибайкальском вулканическом поясе наблюдается такая последовательность образования магматических формаций: трахандезитовая, трахилипарито-гранофировая, формация субвулканических гранитов с повышенной щелочностью и, наконец, формация малых интрузив основного состава. Важно подчеркнуть, что гранитоидные интрузивы представлены фациями малых и средних глубин (здесь нет формации батолитовых гранитов), все они отличаются повышенной щелочностью и часто отмечающимся преобладанием калия над натрием. Повышенная

щелочность и калиевая специализация магматических пород является, как мы увидим ниже, весьма характерным и устойчивым признаком вулканических поясов юга Восточной Сибири.

Саянский пояс начал формироваться в конце силура и активно существовал в девоне. В восточной части пояса вулкано-плутонические образования тяготеют к Главному Саянскому и Окинскому глубинным разломам, в зоне сближения которых они широко развиты. Девонские магматические проявления данного района образуют единую ассоциацию от пород покровной фации до субвулканических и гипабиссальных с постепенными переходами (Гордиенко, 1964; Гордиенко, Шмотов, 1965).

Эффузивы, среди которых наиболее типичны кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и ортофиры, а также сопровождающие их обильные пирокласты, слагают илейскую вулканогенную толщу. Эффузивы обогащены щелочами (в сумме до 10,5% в фельзит-порфирах), в них присутствуют щелочные темноцветы (рибекит), широко развиты процессы альбитизации. С породами покровной фации тесно смыкаются субвулканические образования — сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, гранофиры, фельзит-порфиры, слагающие экструзии, штоки и дайкообразные тела. По химическому составу породы субвулканической фации близки к эффузивам и составляют единую *трахилларито-гранофировую* фацию.

К трахилларито-гранофировой формации тесно примыкают плутонические породы гипабиссальной и среднеглубинной фаций. По данным И. В. Гордиенко и А. П. Шмотова (1965), они представлены щелочно-известковой серией пород, в которую входят рибекитовые, рибекит-эгриновые граниты, нордмаркиты, граносиениты, сиениты, а также лейкократовые порфировидные или среднезернистые граниты. Все они слагают небольшие штоки или довольно мощные дайкообразные тела. Для гипабиссальных пород характерна слабая ассимиляция и гибридность, наличие щелочных темноцветов и миаролитовых текстур.

В пределах Окинского разлома с гранитоидами среднеглубинной фации связаны процессы метасоматоза (альбитизация и калиевый метасоматоз — микроклинизация), приводящие к появлению гранитизированных пород. В зависимости от состава пород, подвергнувшихся метасоматозу, они приобретают диоритовый или гранитоидный облик. Завершают формирование плутонической серии небольшие штоки нефелиновых сиенитов.

Гранитоиды гипабиссальной и среднеглубинной фаций объединяются в *формацию субвулканических щелочных гранитов* и петрохимическими особенностями с трахилларито-гранофировой формацией. Для формации субвулканических щелочных гранитов характерно высокое содержание щелочей, что позволяет

относить большинство пород к щелочно-известковому ряду. Нефелинодержачие магматические образования представляют уже щелочную серию. Формации субвулканических щелочных гранитов присуща калиевая специализация, все увеличивающаяся в более поздних и более глубоких разностях, с которыми и связаны интенсивные процессы калиевого метасоматоза.

Девонский магматизм не был однородным на всей площади Саянского вулканического пояса; он отличается некоторыми деталями в каждой его ветви, тяготеющей к системе Главного Саянского, Кандатского и Окинского разломов. Так, вдоль Главного Саянского разлома с продвижением на запад среди кислых вулканогенных пород появляются и основные; более широко распространены интрузивные образования (огнитский интрузивный комплекс щелочных гранитоидов), слагающие крупные плутонические комплексы площадью до 800 км².

Формирование структуры в западной части пояса, как отмечалось выше, было сопряжено с образованием прогибов и впадин и сопровождалось мощным наземным вулканизмом. Нижне- и среднедевонские образования Минусинских впадин представляют собой чередование наземных вулканических излияний с красноцветными терригенными и вулканогенными породами.

А. Д. Шелковников (1962) для западной части Саянского пояса выделяет две разновозрастные магматические ассоциации: силуро-девонскую гранитоидную и среднедевонскую базальтоидную. Гранитоидная ассоциация объединяет кислые эффузивы, встречающиеся в основании разреза Минусинской впадины и в ее горном обрамлении (порфировая наземно-вулканогенная формация, по А. А. Моссаковскому, 1964), и гранитоиды двухфазного буждужевского интрузивного комплекса.

Среднедевонского интрузивного комплекса. Сформировавшаяся базальтоидная, или, вернее, *трахибазальтовая* фация ее представлена трахидолеритами, трахибазальтами, трахандезитами, лабрадоровыми и эссекситовыми нефелинодержачими порфиритами. Интрузивными аналогами щелочных базальтоидов считают дифференцированные габброиды казырского комплекса (Лебедев, Богатиков, 1963), наиболее типичные представители которого: габбро, нориты, эссекситы, габбро-сиениты, тералиты, тешениты и нефелиновые сиениты. Последние являются наиболее поздними щелочными дифференциатами габброидов.

Рассматривая магматизм западной части Саянского вулканического пояса, в общем случае можно отметить определенный формационный ряд. Так, силуро-девонскую гранитоидную ассоциацию, как и для восточной части пояса, видимо, можно объединить в трахилларито-гранофировую формацию и формацию субвулканических гранитов, для которых в целом характерна

повышенная щелочность (Моссаковский, 1964). Девонские осадочные эффузивы с повышенной щелочностью и комагматичные интрузии габброидов, конечными дифференциатами которых являются нефелиновые сиениты, могут быть отнесены к единой трахибазальтовой формации.

Итак, магматизм Саянского вулканического пояса укладывается в следующий формационный ряд: трахиллипарито-трахито-фировая формация, формация субвулканических гранитов с повышенной щелочностью и, наконец, трахибазальтовая формация. Общим признаком для магматизма Прибайкальского и Саянского поясов является псевденная щелочность пород. В то же время для Саянского пояса характерна «обратная» схема магматизма, начинающаяся с кислых пород и заканчивающаяся основными.

Западно-Забайкальский внутриконтинентальный вулканический пояс был связан с тектонической активизацией территории, которая после каледонской орогенной вплоть до раннего триаса представляла собой жесткую консолидированную область завершенной складчатости. Формирование пояса началось в нижнем триасе и продолжалось до нижнего мела. В верхнем меле и палеогене эта территория стабилизировалась, возможно, пенепленизировалась, так как поверхности палеогенового выравнивания очень широко развиты на Востоке Азии, в том числе в Забайкалье. Начавшиеся в неогене новые блоковые движения привели к формированию впадин байкальского типа и обрамляющих их горных сооружений.

В развитии Западно-Забайкальского пояса намечается два основных этапа: ранний (T_1-J_1) и поздний (J_2-Cr_1). Для раннего этапа характерно всеобщее, но резко дифференцированное воздымание, обильный магматизм и несколько фаз складчатости, имевших, по-видимому, местное развитие. Подобный тектонический режим привел к тому, что на фоне всеобщего воздымания образовались пологие прогибы, в которых накапливались продукты вулканической деятельности в виде лавовых излияний и вулканомиктовых отложений, мощность которых местами достигает 7—8 км (Тамирская грива).

Для позднего этапа характерно образование сводовых поднятий (Даурский свод) и синклинирных опусканий (Селенгинский синклиниорий) (Павловский, 1948; Флоренсов, 1948). Как на сводах, так и в пределах синклинириев происходит заложение межгорных впадин, в которых накапливаются континентальные угленосные молассы, сопровождаемые излияниями трахибазальтовых и внедрением их дифференциатов в виде мелких субвулканических тел. Трахибазальтовый магматизм структурно всегда приурочен к впадинам.

В начальные этапы формирования пояса происходит излияние эффузивов, накопление вулканомиктовых пород и внедрение сводов.

прорвавших их мелких субвулканических тел, объединяемых в тамирскую вулканогенную свиту, которая состоит преимущественно из кислых эффузивов (фельзитов, кварцевых порфиров), их туфов, туфогенных отложений. Субвулканические тела представлены дайками и мелкими штоками сиенит-порфиров, гранит-порфиров, мелко- и неравномернотермистых гранитов. Среди кислых эффузивов преобладают породы известково-щелочного ряда, хотя встречаются и субщелочные разновидности. Основные и средние породы, количественно резко уступающие кислым, появляются лишь в верхах разреза. Они представлены щелочно-известковой серией от трахиандезитовых базальтов до трахиандезитов. Эффузивные и субвулканические образования объединяются в единую *липарит-гранофировую формацию*, для которой характерен лейкократовый облик пород и обычное преобладание натрия над калием.

Излияние тамирских эффузивов сменялось внедрением гранитов (бичурский комплекс), представленных сериями пород от диоритов (в редких случаях габбро-диоритов) через гранодиориты до гранитов, иногда сиенитов. Интрузивными породами служат массивы различного размера, от мелких до довольно крупных. В случае прорывания ими основных эффузивов образуются зоны гибридных пород от габбро-диоритов до гранодиоритов и меланократовых гранитов, мощность зоны гибридных пород измеряется десятками или даже сотнями метров. Эта серия интрузивных пород выделяется нами в *формацию гипабиссальных гранитоидов пестрого состава*.

Отличие данной формации от выделяемой Ю. А. Кузнецовым формации батолитовых интрузий пестрого состава в том, что здесь интрузии не достигают размеров батолитов и становление их происходило на меньших глубинах. От формации субвулканических гранитоидов их отличает «пестрый» состав и отсутствие непосредственной связи с эффузивами. В то же время петрохимически бичурский комплекс весьма близок к эффузивам тамирской свиты. Основные и средние породы здесь также имеют повышенную щелочность, в то время как кислые характеризуются нормальным известково-щелочным составом.

Липарит-гранофировой формацией и формацией гипабиссальных гранитоидов пестрого состава заканчивается первая половина раннего этапа развития пояса (нижний и, возможно, часть среднего триаса). В верхнем триасе и нижней юре образуются уже иные магматические формации, начало которым положили вулканогенные образования, объединяемые в ряд вулканогенных свит (боргойская, черноровская, паган-хунтейская), а также комагматичный имкундунский интрузивный комплекс. Для всего комплекса вулканогенных образований характерно преобладание эффузивов ортофирового состава и их туфов, в нем значительно мало фельзитов и их пирокластов и еще меньше

основных эффузивов. Общим для комплекса остается повышенная щелочность, вследствие чего некоторые породы, в частности почти все основные, относятся к щелочно-известковой серии. Наряду с этим здесь присутствуют и нормальные известково-щелочные породы. Все эти эффузивно-интрузивные близко одновозрастные образования, формировавшиеся в единых структурных условиях и имеющие общие петрохимические свойства, образуют единую *субщелочную вулканоплутоническую формуляцию пестрого состава*. Для нее характерна также часто отмечающаяся калиевая специализация пород.

Вслед за становлением субщелочной вулканоплутонической формации пестрого состава произошло внедрение многочисленных щелочных гранитоидов (мало-куналейский комплекс) на всей территории вулканического пояса. Щелочные интрузии имеют различные размеры, от мелких штоков до интрузивов площадью в 300—400 км². Они сложены эгириновыми или рибекитовыми сиенитами, граносиенитами и гранитами и сопровождаются их соответствующими жильными производными. Отдельность во времени от становления субщелочной формации пестрого состава и отсутствие комагматичных связей с какими-либо эффузивами позволяет выделить щелочные гранитоиды в самостоятельную *щелочную гранитоидную формацию*, представляющую щелочно-известковой серией от сиенитов до гранитов с преобладанием пород калиевой специализации. В то же время а жильных дифференциатах этой формации натрий резко преобладает над калием, что обусловлено, видимо, процессами альбицизации.

С ранним этапом развития пояса связано внедрение гранитов, с которыми ассоциирует оруденение редких и цветных металлов (гуджирский комплекс), в том числе крупнейших месторождений молибдена Джиды и Витима. Этот комплекс представлен небольшими штоками гранитов, иногда с морфоном. Для пород характерно мелкозернистое строение, лейкократовый облик и пересыщенные глиноземом. Структурно гранитоиды тяготеют к поперечным зонам разломов, пересекающим вулканический пояс. Данный интрузивный комплекс, имеющий важное значение для металлогении Западного Забайкалья, существенно отличается по структурному положению и петрохимии от других мезозойских магматических образований. Поэтому представляется возможным выделить его в отдельную формацию «рудоносных» гранитов, по сути дела являющуюся подформацией субвулканических гранитоидов, связанных с гипабиссальной гранитоидной формацией «пестрого» состава.

Поздний этап формирования пояса отличается от раннего характером движений и магматизмом. В это время на фоне крупных сводовых воздыманий происходит заложение межгорных впадин, к которым приурочен трахибазальтовый магматизм.

следний имел место в средней и верхней юре, а также в нижнем мезозое, слагающая единую *трахибазальтовую вулканоплутоническую формуляцию*.

Среднеюрские эффузивные образования объединяются в единую серию щелочно-известковых пород от базальтовых трахибазальтов через трахиандезитовые базальты и трахиандезиты до гранитов и комендитов, причем последние появляются лишь в верхних разрезах вулканогенных образований. С эффузивами непосредственно связан субвулканический комплекс (нарынский), в одних случаях он имеет эруптивные контакты с эффузивами, а в других — прослеживаются постепенные переходы от субвулканических тел до потоков эффузивов. Субвулканические образования представлены дайками, мелкими штоками и небольшими массивами (не более 2—3 км²) трахидолеритов, интрузивных трахиандезитов, сиенит-порфиров, а также щелочно-известковых сиенитов и граносиенитов. Последние являются дифференциатами трахибазальтовой магмы и по времени синхронны с излияниями щелочно-известковых трахитов и комендитов, венчающих разрез ичеуйской свиты.

Со среднеюрской трахибазальтовой магмой связаны также процессы нефелинизации, которые, по-видимому, имели место уже после становления нарынских субвулканических образований. Нефелинизация приурочена к зонам дробления и катаклаза.

В верхней юре масштабы проявлений трахибазальтового магматизма уменьшаются, происходят излияния лишь недифференцированной трахибазальтовой магмы. В раннем мезозое магматические процессы еще более затухают. Трахибазальты, как и в верхней юре, не дифференцированы, встречаются в виде отдельных покровов среди угленосных моласс, а также в виде субвулканических тел — межпластовых залежей и лакколлитов (трахидолериты).

Общим признаком трахибазальтовой формации является принадлежность всех пород к единой щелочно-известковой серии с преобладанием среди щелочных металлов натрия над калием и ясно выраженной пантеллеритовой тенденцией, ведущей к увеличению роли натрия в конечных кислых дифференциатах.

Таким образом, для Западно-Забайкальского пояса намечается следующая формационный ряд: липарито-гранофировая, гипабиссальная гранитоидная формация пестрого состава, субщелочная вулканоплутоническая гранитоидная формация пестрого состава, щелочная гранитоидная и, наконец, трахибазальтовая вулканоплутоническая формация. Здесь наблюдается приуроченность та же последовательность, что и в Саянском поясе, т. е. ряд начинается с кислых вулканоплутонических формаций, а заканчивается трахибазальтовой формацией. В обоих случаях преобладание трахибазальтовой формации связано с заключительными

ми этапами развития пояса и с заложением межгорных впадин. Постоянным признаком также остается общая повышенная целостность почти всех выделяемых формаций. Подобная направленность развития магматизма во времени присуща не только вулканическим поясам юга Восточной Сибири. Она отмечается также и для вулканических поясов Тихоокеанского кольца (Устриев, 1963; Фаворская, 1965). Вероятно, здесь имеет место определенная закономерность, характерная для внегеосинклинальных вулкано-плутонических поясов.

Рассмотренное выше структурно-тектоническое положение трех разновозрастных вулканических поясов показывает, что эти структуры могут быть отнесены к выделяемому нами и другими исследователями третьему структурному элементу континентов и представляют собой его крайнюю, наиболее насыщенную магматизмом разновидность. Отношение их к таким структурам материков, как платформы и геосинклинальные области, может быть различно.

Как было показано выше, Прибайкальский пояс располагается в краевом шве, отделяющем ядро Сибирской платформы от нижнепротерозойской геосинклинальной области. Саянский и Западно-Забайкальский пояса представляют собой наложенные структуры, не связанные с одновременно существовавшими геосинклиналями. В том и другом случае они наложены на области завершенной складчатости каледонид и байкалид, унаследовавших генеральное направление. Различия в структурном положении между Прибайкальским поясом, с одной стороны, и Саянским и Западно-Забайкальским, с другой, а также некоторые черты структурной близости Саянского и Западно-Забайкальского поясов подчеркиваются и спецификой их магматизма. Так, магматизм двух последних поясов имеет примерно близкую схему изменения состава пород во времени, связанную, очевидно, с развитием более частных структур внутри поясов, в то время как в Прибайкальском поясе последовательность магматизма несколько иная.

Своеобразие тектонического развития вулканических поясов и зон приводит в конечном итоге к своеобразно проявленным в них магматических формаций. Мы пытались сравнить в общем виде формационные ряды вулкано-плутонических поясов юга Восточной Сибири с рядами магматических формаций геосинклинальных подвижных зон и устойчивых областей (см. таблицу), классификация которых была предложена Ю. А. Кузнецовым (1964). При этом сопоставлении прежде всего бросается в глаза отсутствие в вулкано-плутонических поясах магматических формаций, свойственных собственно геосинклинальным (начальным) этапам развития. Действительно, ни один из вулканических поясов юга Восточной Сибири предварительно не переживал геосинклинального развития.

Формационные ряды вулкано-плутонических поясов юга Восточной Сибири и их сопоставление с формационными рядами геосинклинальных подвижных поясов и устойчивых областей

Формационные ряды вулкано-плутонических поясов Западно-Забайкальский пояс (мезозой)	Саянский пояс (девон)	Прибайкальский пояс (средний протерозой)	Формационные ряды геосинклинальных подвижных зон и устойчивых областей (по Ю. А. Кузнецову)
1. Липарито-гранофировая вулкано-плутоническая формация 2. Липариссадыная гранитная формация «пест-роф» состава 3. Субщелочная вулкано-плутоническая гранитоидная формация 4. Щелочная гранитоидная формация 5. Трахизадыловая вулкано-плутоническая формация	1. Трахизадылово-гранофировая вулкано-плутоническая формация 2. Вулкано-плутоническая формация субвулканических гранитов с повышенной щелочностью 3. Трахизадыловая вулкано-плутоническая формация	1. Трахизадылово-вулкано-плутоническая формация 2. Трахизадылово-гранофировая вулкано-плутоническая формация 3. Формация субвулканических гранитов с повышенной щелочностью 4. Формация малых интрузий ос-новного состава	1. Формационные ряды геосинклинальных подвижных зон А. Матчатские формации со-бственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон 1. Спальто-кератофировая группа 2. Таббо-папагогранитная группа 3. Липариссадыная формация Б. Ороченные, главные образом антиклинальные формации подвижных зон 1. Ряд эффузивных формаций, базальто-андезито-липаритовая группа 2. Ряд вулканических интрузивных формаций таббо-липарит-гранитной группы 3. Ряд базальтовых гранитоидных формаций II. Формационные ряды устойчивых областей А. Ряд эффузивно-интрузивных формаций, в том числе щелочная оливин-базальтовая (трахизадылово-вулкано-плутоническая) формация континентов

Нижний структурный этаж (фундамент) ко времени формирования этих поясов был консолидирован, и разрыв между завершением главной складчатости, внедрением батолитовых интрузий и началом «тектонической активизации» в любом случае достигал не менее двух-трех геологических периодов. Например, в Саянском поясе этот промежуток «тектонического покоя» длится весь поздний кембрий, ордовик и силур; в Западно-Забайкальском — от позднего кембрия до раннего триаса.

Следующий, орогенный ряд магматических формаций классификации Ю. А. Кузнецова в некоторой степени аналогичен ряду формаций вулканических поясов. Но при более внимательном рассмотрении здесь выявляются также существенные отличия. Мы полагаем, что из класса магматических формаций, так называемых орогенных и главным образом геосинклинальных зон, может быть выделен ряд магматических формаций, не связанных с геосинклинальным развитием. На такую возможность, как нам кажется, указывает и сам автор этой классификации. Так, он пишет:

«...Еще более расплывчатым является тектоническое содержание следующего подразделения: «орогенные, главным образом геосинклинальные формации подвижных зон». В большинстве своем магматические формации этого подразделения достаточно отчетливо связаны с окончательной сменой геосинклинальных условий — режимом устойчивых поднятий. В связи с этим эффузивы представлены преимущественно наземными фациями, и интрузивные комплексы всегда размещаются в консолидированных толщах и всегда являются послескладчатыми. Очень характерна приуроченность этих формаций к эпохе общего замыкания геосинклиналей. Но они могут быть и значительно более ранними... С другой стороны, магматические формации этого подразделения очень часто выходят за пределы собственно геосинклинальных складчатых структур и широко распространены не только в пределах средних массивов, но и на платформмах, в том случае, если последние оказываются сильно разбитыми и испытали значительную активизацию (юго-восточная окраина Сибирской платформы, особенно — Китайская платформа)» (Кузнецов, 1964, стр. 32).

Естественно поэтому необходимость в выделении ряда магматических формаций, родождательных развитию геосинклиналей от ряда, не связанного с историей последних. Таким образом, как полагают авторы, может быть выделен ряд магматических формаций негеосинклинальных вулкано-плутонических поясов и зон. В этом отношении магматизм рассмотренных выше поясов является вполне самостоятельным, он не наследует магматизма предшествующей эпохи и структурно с ней не связан. Следует также отметить, что в вулкано-плутонических поясах обычно отсутствуют батолитовые гранитные формации, а общи

дол эволюции магматизма отличен от геосинклинального. Так, в геосинклинальных подвижных зонах магматизм начинается обычно с эффузивных формаций спилито-кератофировой группы, продолжается рядом интрузивных формаций габбро-плагиоклазитной группы, гипербазитами, а заканчивается рядом батолитовых гранитоидных формаций и формацией плато-базальтов.

В вулканических поясах магматизм начинается с трахиандеитовых или трахилларито-гранофировых формаций, сменяющихся формациями гипабиссальных или субвулканических гранитоидов с повышенной щелочностью или даже щелочными гранитоидными формациями, а заканчивается трахибазальтовым магматизмом, связанным по времени и структурно с заложением и формированием межгорных впадин. Трахибазальтовая формация вулканических поясов в какой-то степени сопоставима с подобной же формацией устойчивых областей (континентов).

В целом же следует констатировать, что магматизм вулканических поясов несопоставим с магматизмом геосинклинальных подвижных зон или же какого-либо его этапа так же, как он несопоставим с магматизмом устойчивых областей. Он характеризуется иными формационными рядами, видимо, свойственными только вулканическим поясам, и, как было отмечено выше, может быть выделен в самостоятельный формационный ряд.

По мнению авторов, вулкано-плутонические формации, развитые в пределах вулканических поясов юга Восточной Сибири, находятся в тесной генетической зависимости как от очагов, питающих вулканические и плутонические образования, так и от развитых здесь глубинных разломов. Роль очагов, питающих вулканические и плутонические образования в аналогичных структурах Приморья и Северо-Востока азиатского континента, достаточно хорошо показана Е. К. Устиевым, М. А. Фаворской и некоторыми другими исследователями. Эта схема в определенной мере может быть использована для объяснения магматической деятельности в рассмотренных выше поясах. Но именно на этой территории, как показывают исследования авторов, существенное значение имеют и глубинные разломы, причем не только в привычной, хорошо известной в таких случаях роли проводников магмы и структур, контролирующих размещение магматических образований. Они, кроме того, являются здесь структурами, которые в равной или в почти равной степени с магматическими очагами предопределяют тип вулкано-плутонических формаций.

Анализ материалов, особенно по Прибайкальскому вулканическому поясу, показывает, что по одному и тому же глубинному разлому (краевому шву) в различные периоды активизации поступали кислые, основные либо среднего состава магматические

расплавы. При этом отмечается, что в начальные этапы развития пояса, когда преобладали сбросовые и сбросо-сдвиговые движения (период вздымания свода), разлом контролировал магматические образования среднего и реже основного состава (домудундская свита, диориты и гранодиориты ирельского комплекса). Позже, когда начали преобладать взбросовые или взбросо-сдвиговые движения (период оседания свода), по разлому поступали преимущественно производные кислой магмы (хибеленская свита и граниты ирельского комплекса). Подобная связь отмечается для многих разломов двух других вулканических поясов юга Восточной Сибири. Это позволило предположить, что магмоконцентрирующая роль разломов находится в тесной зависимости не только от глубины их проникновения до соответствующего магматического очага, но и от тех напряжений, которые существуют в зонах разрывов.

Действительно, движения по разлому (какого бы он ни был) типа взброса, взбросо-сдвига или надвига происходят в условиях сжатия, т. е. господствования повышенных сжимаемых напряжений в данном участке коры. Особенно повышенные напряжения будут в местах зарождающихся разрывов, а если последние здесь уже существуют, то вдоль их поверхностей и окончаний.

Движения по разлому типа сброса и сбросо-сдвига происходят, как известно, в условиях растяжения коры, т. е. господствования повышенных растягивающих напряжений. Местная концентрация последних, но с обратным соотношением к рассмотренному выше случаю никак не будет аналогичной.

Сопоставляя эти выводы и все сказанное выше о наблюдающейся зависимости между характером фиксированных движений вдоль разломов¹ и составом контролируемых ими магматических продуктов, можно констатировать, что те генетические группы разрывов, при формировании которых наблюдается повышение растягивающих напряжений, являются наиболее удобными каналами для подъема основной магмы; те же разрывы, при формировании которых фиксируется повышение сжимающих напряжений, наиболее благоприятны для проникновения кислой магмы.

Отмеченная закономерность, по нашему мнению, согласуется с проведенными в последние годы экспериментальными работами по установлению зависимости влияния изменения давления на изменение температуры кристаллизации основных и кислых расплавов. Как показал Винклер (Winkler, 1962), при насыщении

гранитного расплава водой температура его плавления при повышении давления понижается, и для базальтового расплава, наоборот, при повышении давления температура плавления повышается (см. фигуру¹).

Не углубляясь в дискуссии, мы воспользуемся результатами экспериментов Г. Винклера для анализа поведения магматического вещества в зонах разломов или зонах повышенной проницаемости земной коры. Чтобы разлом проводил магму, в его зоне должны существовать условия, способствующие или во всяком случае не снижающие ее текучести. Именно эти условия для кислых магматических расплавов будут наиболее благоприятными в зонах разломов, сопровождающихся повышенными напряжениями сжатия (взбросы, взбросо-сдвиги, надвиги); для основных магматических расплавов благоприятные условия существования легко подвижной фазы будут сохраняться при повышении растягивающих напряжений, вызывающих в отдельных участках общее снижение гидростатического давления.

Следовательно, рассматривая тектоническую историю тех или иных конкретных глубинных разломов, нетрудно установить, что в отдельные этапы их жизни может фиксироваться местное повышение концентрации напряжения (с положительным или отрицательным знаком), вызванным действием сил сжатия или растяжения. Величина этих напряжений и скорость их изменения бу-

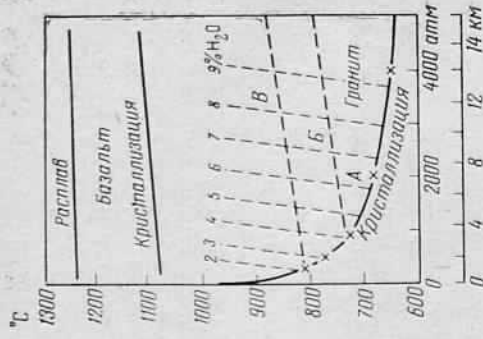


График зависимости между расплавлением и кристаллизацией в базальтовой и гранитной магме от давления и температуры (по Винклеру, 1962).
А — расплав при насыщении H_2O ;
Б — расплав при 4 % H_2O ; В — расплав при 2% H_2O .

¹ Как показывают эксперименты Гамильтонов (Hamilton et al., 1964), при насыщении базальтового расплава водой также снижается температура его плавления. Но эти условия эксперимента Гамильтона и других исследователей вряд ли можно полностью перенести на природные условия глубинных земных недр. Наличие достаточного количества воды можно предположить на глубинах до 10—15—20 км, где существуют условия, наиболее благоприятные для гранитизации, глубже влияние воды «быстро сходит на нет» (Белозов, 1965). В базальтовом слое, как считается, может происходить только синтез воды, которая затем «сбрасывается» в вышележащие слои (Белов, 1964).

¹ Движения вдоль разломов, наиболее вероятно, в некоторый, очень не-большой интервал времени не совпадали с периодом движения магматических расплавов по ним.

дет существенно сказываться на степени проницаемости зон глубинных разломов для магм различного состава.

На примере магматизма вулканических поясов юга Восточной Сибири становится очевидным, какую важную роль играют глубинные разломы, в тесной зависимости от генетического типа которых находятся и типы вулкано-плутонических формаций. Сравнение формационных рядов рассматриваемых вулканических поясов с аналогичными поясами Востока азиатского континента указывает на одну общую особенность разломов, с которыми связаны магмопроявления — разломы, очевидно, не распространялись ниже базальтового слоя, т. е. магматизм внегосинклинальных вулканических поясов связан или с магмопроявлениями очагами внутрикорового заложения, или же с очагами, расположенными в верхних частях базальтового слоя.

Подобное объяснение возникновения магм различного состава в пределах вулканических поясов позволяет высказать сомнения в отношении положений, развиваемых рядом исследователей, о том, что магматическая деятельность в указанных поясах («внескладчатых областях», «зонах тектонической активизации») теснейшим образом связана с процессами, происходящими в соседних геосинклиналях, и что эти магматические формации являются типичным примером «аллохтонного» магматизма, проявившегося далеко за пределы подвижных зон геосинклиналей в жесткие структуры субстрата. Наблюдаемое своеобразие магматизма вулканических поясов, как и других структур эпигонального типа, зависит, как полагают авторы, не от внешних причин, а от своеобразия их геологического положения, определяющего общую направленность геотектонического развития, формирующие более частных структур и определенных формационных рядов как осадочных, так и магматических образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Азии и некоторые вопросы образования магматических расплаво-растворов.—В кн. «Магматические формации». Изд-во «Наука», 1964.
- Белюсов В. В. О коре и верхней мантии материков.—Сов. геология, 1965, № 1.
- Гордиенко И. В. О связи вулканизма с интрузивной деятельностью в зоне сбlijения Окнинского и Главного Саянского глубинных разломов.—Докл. АН СССР, 1964, 159, № 3.
- Гордиенко И. В., Шмотов А. П. Петрографическая характеристика девонского вулкано-плутонического комплекса пород восточной части Окнинского хребта (Восточный Саян).—В кн. «Петрография Восточной Сибири». Т. III. Изд-во «Наука», 1965.
- Замараев С. М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и в нижнем палеозое.—Геол. и геофиз., 1961, № 11.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии.—Докл. АН СССР, 1963, 151, № 4.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О природе мезозойской активизации Забай-

каля.—Труды Второго совещ. по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии.—В кн. «Складчатые области Евразии (Материалы совещ. по пробл. тектоники, Москва)». Изд-во «Наука», 1964.

Косыгин Ю. А., Луцкий И. В. Структуры ограничений древних платформ.—Геол. и геофиз., 1961, № 10.

Курдюков Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.

Леднев А. П., Богатыков О. А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян).—Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 97.

Лобанов М. П. О магматизме северной части Байкальского хребта.—В кн. «Новые данные о геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». Изд-во «Недра», 1964.

Луцкий И. В. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири.—В кн. «Каледонская орогенезия». Изд-во АН СССР, 1960.

Маскавский А. А. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы.—В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений (Материалы совещ. по пробл. тектоники, Москва)». Изд-во «Наука», 1964.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.—Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.

Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.—Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 10.

Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о неоплатформности развития земной коры).—Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 93.

Салом Л. И. Геология Байкальской горной области. Автореф. докт. дисс. Л., 1964.

Углев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.—Сов. геология, 1959, № 3.

Углев Е. К. Проблемы вулканизма—плутонизма. Вулкано-плутонические формации.—Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.

Фаворская М. А. Чукотско-Приморское звено Тихоокеанского вулканического пояса.—Тезисы докладов выездной сессии ОНЗ АН СССР на Дальнем Востоке СССР. М., 1965.

Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья.—Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.

Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А. и др. О вулкано-плутонических поясах юга Восточной Сибири.—Докл. АН СССР, 1965, 160, № 6.

Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А. и др. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.—В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений Сибири». Изд-во «Наука», 1966.

Шатакий Н. С. О структурных связях платформ с геосинклинальными складчатыми областями.—Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.

Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.—Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Госгеолтехиздат, 1962, вып. 3.

Hamilton D. L., Burham C. W., Osborn E. F. The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content of crystallization in mafic magmas.—J. of Petrol., 1964, 5, N 1.

Winkler H. G. F. Viel Basalt und wenig Gabbro—wenig Rhyolith und viel Granit.—Beitr. Mineral. und Petrogr., 1962, 8, N 4.