1. КОГДА ОБРАЗУЕТСЯ ОФИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ? ЕЕ СОСТАВ

Офиолитовая формация, согласно определению, которое используется в большинстве учебников по геологии обозначает совокупность габбро-спилит-диабаз-перидотитовых пород, характерных для ранних стадий развития геосинклиналей [4, с. 89].

Понятие офиолитовой формации применяется иногда как термин свободного пользования, главным образом, для обозначения ассоциация метаморфических и магматических пород основного и ультраосновного состава, характерных для ранних стадий докембрийских тектоно-магматических циклов, когда из-за сильной степени метаморфизма пород невозможно разделить в этих ассоциациях эффузивные и интрузивные образования.

Вопрос о процессах образования офиолитовой формации и ее составе среди ученных геологов является достаточно дискуссионным.

В.В.Белоусов (1964) обращает внимание, что для стадии устойчивых нисходящих и некомпенсированных осадконакоплением движений характерен активный базальтовый магматизм [3, с. 256].

В условия океанического дна формируется офиолитовая формация.

Офиолитовый комплекс представлен ультраосновными и основными горными породами, амфиболитами, габбро- амфиболитами, спилитами, зелеными сланцами, радиоляритами и диабазовыми дайками.

Р. Штауб рассматривал офиолиты как индикаторы глубинных тектонических движений, что подтверждается сильной дислоцированностью пород офиолитового комплекса и залеганием в виде гигантских пластин, сопровождаемых гигантскими брекчиями, которая сцементирована пластичной массой серпентинитов [3, с. 257].

По мнению А. А. Маркушева [5, с. 56], окраинные моря относятся к эвгеосинклинальным депрессиям, в которых гипербазитовые магмы внедрялись в вулканогенно-осадочные глубоководные отложения с образованием офиолитовой формации.

Структуры окраинных морей проектируются на очаги глубокофокусных (300-700 км) землетрясений, приходящих на смену очагам землетрясений средней глубинности, (коррелирующихся с реликтовыми орогенными поясами островных дуг) на пути превращения активных континентальных окраин в пассивные.

Офиолитовые формации, формировавшиеся первоначально в структурах окраинных морей, составляют основание геосинклинальных отложений прогибов на пассивных континентальных окраинах, развивающихся в режиме слабой спрединговой активности океанов. С усилением этой активности в них развивается складчатость под боковым давлением литосферных плит, начинающая новые циклы формирования складчатых орогенных поясов континентов [5, с. 56].

Складчатое обрамление Тихого океана представляет собой глобальную структуру, в которой ступени эволюции континентальной земной коры сохранились в наибольшей мере, фиксируясь, хотя и в сложном дискордантном залегании, складчатыми поясами, смещавшимися со временем в сторону океанической впадины. Для них характерно парное строение с внешними (океаническими) офиолитовыми (эвгеосинклинальными) складчатыми поясами и внутренними (со стороны континента) поясами преобладания карбонатно-терригенных пород. Разновозрастные офиолитовые складчатые пояса фиксируют этапы развития складчатого континентального обрамления Тихого океана.

Они относятся, согласно [4], к следующим возрастным рубежам: протерозойскому (складчатая область Аделаида в восточной Австралии), палеозойско-раннетриасовому, юрско-раннемеловому, меловому и позднемеловому-плиоценовому.

Доскладчатые позднеплиоценовый и современный этапы развития Тихоокеанского пояса представлены в эвгеосинклинальных котловинах окраинных морей. Эоценовые, плиоцен-плейстоценовые и современные депрессии накладываются в них на складчатую структуру Тихоокеанского пояса, характеризуя радикальное преобразование ее мощной континентальной коры в маломощную океаническую кору. Грандиозность этих процессов наглядно выражена сопоставлением типичных колонок строения земной коры в орогенных поясах, платформенных и шельфовых структурах и во впадинах окраинных морей.

Изначально мощная континентальная кора, сформировавшаяся в конструктивных процессах складчатости и орогенеза, превращается в депрессиях окраинных морей в маломощную кору, сходную по строению с океанической корой, что характеризует этот деструктивный процесс как океанизацию континентальной коры на пути превращения активных континентальных окраин в пассивные.

При этом офиолитовые эвгеосинклинальные формации, генерирующиеся в рифтогенных прогибах окраинных морей, попадают в основание геосинклинальных отложений прогибов океанического дна, свойственных пассивным континентальным окраинам, на которых они устанавливаются по магнитометрическим и сейсмическим данным.

Таким образом можно сделать ряд следующих выводов. Офиолитовая формация широко распространена в разнообразных эвгеосинклиналях. Нижняя часть разреза такой формации состоит из ультраосновных, часто серпентинизированных пород - гарцбургитов, дунитов; выше располагается так называемый расслоенный или кумулятивный комплекс габброидов и амфиболитов; еще выше - комплекс параллельных даек, сменяющийся подушечными толеитовыми базальтами, перекрываемыми кремнистыми сланцами.

Такая последовательность близка разрезу океанской коры. Значение этого сходства трудно переоценить.

Офиолитовая формация в складчатых областях, залегающая, как правило, в покровных пластинах, является реликтом, следами былого морского бассейна с корой океанского типа. Отсюда не следует, что океан отождествляется с геосинклинальным поясом.

Кора океанского типа могла располагаться только в его центре, а по периферии это была сложная система островных дуг, окраинных морей, глубоководных желобов, как и сама кора океанского типа могла быть в окраинных морях. Последующее сокращение океанского пространства приводило к сужению подвижного пояса в несколько раз. Океанская кора в основании эвгеосинклинальных зон может быть как древней, так и новообразованной, сформировавшейся при раскалывании и раздвиге континентальных массивов.

2. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМ И МОБИЛЬНЫХ ПОЯСОВ

Для платформ характерен и специфический магматизм, проявляющийся в моменты их тектономагматической активизации [4, с. 156].

Магматическая деятельность в пределах платформ, как уже указывалось, проявляется в слабой степени.

Интрузии кислого и щелочного состава, известные на платформах, имеют незначительные размеры и сконцентрированы главным образом на их окраинах.

Значительно шире на платформах распространены магматические процессы, приводящие к образованию основных пород, получивших название «трапповой формации».

Наиболее типична трапповая формация, объединяющая вулканические продукты - лавы и туфы и интрузивы, сложенные толеитовыми базальтами континентального типа с несколько повышенным по отношению к океанским содержанием оксида калия, но все же не превышающим 1- 1,5 %. Объем продуктов трапповой формации может достигать 1-2 млн. км3 , как, например, на Сибирской платформе. Очень важное значение имеет щелочно-ультраосновная (кимберлитовая) формация, содержащая алмазы в продуктах трубок взрыва (Сибирская платформа, Южная Африка) [4, с. 156].

Начальные и средние фазы траппового магматизма, по А. П. Лебедеву, были главным образом эффузивными. В это время возникли покровы базальтов и долеритов и накопилось значительное количество туфов. Заключительная фаза выражена в образовании пластовых залежей (силлов), образующих многоэтажные внедрения и реже секущие тела в виде жил, даек, столбообразных штоков, трубок и иногда сети тонких неправильных жил (штокверков). Время образования трапповой формации на платформах связывается с периодами их общего растяжения.

Слабая интрузивная деятельность на платформах является основной чертой их развития, отличающей платформы от складчатых областей. Возможно, что переход из геосинклинальной стадии в платформенную вызывается главным образом прекращением образования кислой магмы.

Подвижные пояса представляют вторую важнейшую категорию тектонических областей континентов, а также зон перехода между ними и океанами. Они были заложены в основном в позднем протерозое. В своем развитии они проходят два главных мегаэтапа, смена которых происходила в разных поясах и даже в разных частях одного пояса разновременно,— геосиклинальный (местами еще не закончившийся) и постгеосинклинальный.

Геосинклинальный мегаэтап характеризуется наибольшей тектонической подвижностью, выраженной в резко дифференцированных вертикальных (с преобладанием погружений) и горизонтальных движениях большой амплитуды, и в целом более высоким, хотя и непостоянным, термическим режимом в коре и верхней мантии. В течение этого мегаэтапа протекают процессы преобразования коры и усложнения структуры ее верхних горизонтов, в связи с чем областям, находящимся на разных его стадиях, нельзя дать общую структурную характеристику.

Постгеосинклинальный мегаэтап начинается с возникновения на месте отмершего геосинклинального пояса (или его части) эпигеосинклинального складчатого пояса (или области), тектоническая подвижность и термический режим которого существенно уступают таковым геосинклинального мегаэтапа, но заметно превосходят в этих отношениях древние платформы.

Современные представления о строении и эволюции геосинклинальных поясов и областей еще недостаточно полны, схематичны и существенно различаются в зависимости от положенных в их основу геотектонических концепций. Заложение этих поясов и отдельных прогибов внутри них в одних случаях происходило на коре океанического типа (это, вероятно, относится к значительной части Тихоокеанского пояса), в других — на континентальной коре.

Геосинклинальньм областям свойственны высокие скорости и масштабы как вертикальных, так и горизонтальных движений, их резкая дифференцированность на площади, линейность и субпараллелизм в расположении частных тектонических зон, отличающихся по интенсивности и направлению движений, обусловленные существованием многочисленных продольных долгоживущих глубинных разломов.

В целом погружения на площади пояса превалируют над поднятиями, в итоге формируются очень мощные толщи осадочного и вулканического материала, и суммарный эффект опусканий далеко не полностью компенсируется поднятиями на завершающих стадиях. В связи с большими скоростями вертикальных движений, их контрастностью в крест простирания геосинклинальных областей в; любой момент их развития обычно отсутствует полная компенсация погружения аккумуляцией, а поднятий — денудацией, с чем связан неровный, контрастный рельеф с сочетанием удлиненных.

Таким образом, можно сделать вывод, что магматические формации более были распространены в пределах мобильных поясов.

Подвижные геосинклинальные пояса являются чрезвычайно важным структурным элементом земной коры, обычно располагающимся в зоне перехода от континента к океану и в процессе эволюции формирующим мощную континентальную кору. Смысл эволюции геосинклинали заключается в образовании прогиба в земной коре в условиях тектонического растяжения. Этот процесс сопровождается подводными вулканическими излияниями, накоплением глубоководных терригенных и кремнистых отложений. Затем возникают частные поднятия, структура прогиба усложняется и за счет размыва поднятий, сложенных основными вулканитами, формируются граувакковые песчаники. Распределение фаций становится более прихотливым, появляются рифовые постройки, карбонатные толщи, а вулканизм более дифференцированным. Наконец, поднятия разрастаются, происходит своеобразная инверсия прогибов, внедряются гранитные интрузивы и все отложения сминаются в складки. На месте геосинклинали возникает горное поднятие, перед фронтом которого растут передовые прогибы, заполняемые молассами - грубообломочными продуктами разрушения гор, а в последних развивается наземный вулканизм, поставляющий продукты среднего и кислого состава - андезиты, дациты, риолиты. В дальнейшем горно-складчатое сооружение размывается, так как темп поднятий падает, и ороген превращается в пенепленизированную равнину.

3. ПОРОДЫ ГРУППЫ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ – ФОНОЛИТОВ

В этой группе преобладающими являются интузивные породы и им принадлежит наибольшее разнообразие структур [1, с. 340]. Собственно говоря, разнообразие свойственно не структуре пород в целом, а деталям структур, что объясняется значительным развитием метасоматических преобразований, свойственных щелочным породам.

Чаще всего встречается гипидиоморфизернистая структура, проявляющаяся здесь в собой разновидности, которую называют агпаитовой. Характерное отличие ее состоит в большем идиоморфизме бесцветных минералов – нефелина и щелочного полевого шпата – по отношению к цветным минералам.

Нередко нефелин является наложенным, и такие породы следует называть нефелинизированными.

Очень большое значение для структур нефелиновых сиенитов имеют соотношение нефелина и щелочного полевого шпата; наблюдается больший идиоморфизм то нефелина, то калишпата, а также очень тесные и причудливые взаимные прорастания обоих минералов с образованием дактилоскопических структур, обычно рассматриваемых авторами как структуры замещения[1, с. 340].

Калиевый полевой шпат представлен различными разновидностями – ортоклазом и анортоклазом, решетчатым и нерешетчатым микролином, в породах Хибин – нередко микроклин – изопертитом.

Очень большую роль в некоторых нефелитовых сиенитах играет альбит. Особенно характерны в этом отношении мариуполиты Приазовья; изучение их в шлифах показывает постепенное замещение альбитом нефелина, с превращением крупнозернистого уртита в мелкозернистый мариуполит. Альбит замещает и цветные минералы, например, биотит.

Нефелиновые сиениты и родственные им уртиты характеризуется высоким содержанием акцессорных минералов, которые по своему количеству могут занимать место породообразующих минералов и влиять на характер структуры пород, нередко образуя фенокристалы. Таковы, например, апатит и сфен в нефелиновых сиенитах и уртитах Хибин, циркон в мариуполитах. Интесивное метасоматическое развитие крупных идиопластов эвдиалита в луяврите создает особую породу – эвдиалитит с криптобластовой структурой.

Уртиты обладают также гипидиоморфиозернистыми структурами с развитием наложенных метасоматических преобразований в виде карбонатизации, эвдиалитизации с проявлением графических структур замещения, например эгрина нефелином, нефелина калишпатом, а также рекреационных структур.

Текстура нефелиновых сиенитов – фонолинов и уртитов гранитоидная, то есть массивная или трахитоидная, с параллельным расположением таблитчатых полевых шпатов. Наблюдаются полосчатая текстура, например у миаскитов, гнейсовидная, или очковополосчатая, урисчорритов, параллельно – линзовая у нефелин апатитовой породы Хибин, а также пегматоидная с участками расходяще – лучистой текстуры. Часты также и «солнца» - эгириновые, турмалиновые.

Особую подгруппу составляют псевдолейцитовые сиениты, характеризующиеся наличием псевдолейцита, показывающего под микроскопом дактилоскопическую структуру.

Нередко псевдолейцитовые образования являются очень крупными ( до 4 см в длину) и имеющими очень сложную зональную структуру. Они играют роль фенокристаллов; структура таких пород имеет характер порфировидной с поликристаллической гипидиоморфиозернистой основной массой.

4. ГРАНУЛИТОВАЯ И ЭКЛОГИТОВАЯ ФАЦИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА; УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Под метаморфизмом понимают изменение и преобразование горных пород под влиянием различных эндогенных геологических процессов, вызывающих значительные изменения термодинамических условий (прежде всего температуры и давления) [8, с. 20].

Все преобразования в горных породах при процессах метаморфизма происходят путем их перекристаллизации в твердом состоянии. Метаморфизму могут подвергаться горные породы любого происхождения - осадочные, магматические и ранее существовавшие метаморфические.

Степень изменения первичных горных пород (степень метаморфизма) может быть самой различной - от незначительных преобразований до полного изменения состава и облика пород [8, с. 20].

По преобладающей роли в процессе тех или иных факторов, а также в зависимости от масштабов явлений метаморфизма в пространстве выделяют отдельные виды, или типы метаморфизма. Основными типами метаморфизма являются региональный, контактовый и динамометаморфизм.

Региональный метаморфизм является наиболее распространенным и важным видом метаморфизма, поскольку охватывает огромные площади или целые регионы [8, с. 21].

Он проявляется в условиях, когда отдельные участки земной коры испытывают длительное прогрессивное погружение, в результате чегогорные породы перемещаются из верхних горизонтов земной коры в более глубокие. Обычно прогибание компенсируется осадконаполнением и в качестве главных факторов регионального метаморфизма, таким образом, выступает петростатическое давление и температура, постепенное повышение которой обусловлено геотермическим градиентом; существенную роль также может играть односторонне боковое давление и химически активные вещества.

В глубинных зонах земной коры может проявляться особая стадия регионального метаморфизма, называемая ультраметаморфизмом. Расплавы, возникающие при ультраметаморфизме и имеющие обычно гранитный состав, проникают во вмещающие породы, пронизывают их, образуя своеобразные породы смешанного состава - мигматиты. Широко развиты мигматиты в пределах древних щитов - Балтийского, Украинского, Алданского.

В настоящее время, говоря о зонах метаморфизма, имеют в виду всю совокупность физико - химических условий, создающихся на той или иной глубине. В соответствии с этим большинство исследователей для характеристики процессов метаморфизма и классификации метаморфических пород пользуются понятием о метаморфических фациях.

Принцип метаморфических фаций был предложен ученым П. Эскола (1915, 1920), сформулировавшим его следующим образом – в любой фации метаморфизма, породы которой находятся в химическом равновесии и достигли одинаковых условий температуры и давления, минеральный состав каждой из этих пород определяется только общим химическим составом.

Отсюда следует, что минеральный состав метаморфических пород является функцией их химического состава и физических условий мета- морфизма. При разных термодинамических условиях из пород одного и того же химического состава образуются породы, характеризующиеся разными минеральными ассоциациями.

Под метаморфической фацией понимается группа пород разного состава, образовавшихся в сходных термодинамических условиях. В качестве показателей этих условий используют так называемые индекс - минералы, устойчивые в строго определенных условиях температуры и давления.

Зависимость фаций от основых показателей и примеры пород приведены в таблице 1 [1].

Таблица 1. Фации регионального метаморфизма

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| Тип метаморфизма | Фации метаморфизма | Давление (МПа) | Температурный интервал (°C) | Примеры пород |
| Регинальный метаморфизм | Зелёных сланцев | 200—900 | 300—600 | Зелёные сланцы, хлорит-серицитовые сланцы |
| Эпидот-амфиболитовая | 500—650 | Амфиболиты, слюдяные сланцы |
| Амфиболитовая | 550—800 | Амфиболиты, биотитовые парагнейсы |
| Гранулитовая | > (700—800) | Гранулиты, гиперстеновые парагнейсы |
| Кианитовые сланцы | > 900 | 500—700 | Кианитовые сланцы |
| Эклогитовая | Эклогиты |

Таким образом, гранулитовая фация – фация соответствующая температуре метаморфизма – от 750–800 0С до 900–1000 0С, давление от 4–5 кбар до 12–13 кбар.

Сверху по температуре и давлению поле фации ограничено линией плавления базальта, устойчивости альмандина и доломита. Субфации не выделяются.

Эклогитовая фация – фация соответствующая температуре метаморфизма, которая изменяется от 850 0С до 1000 0С, а давление превышает 14 кбар.

Нижний температурный предел фации фиксируется наличием граната с содержанием пиропового минала не менее 50 %.

5. АГПАИТОВЫЙ ПОРЯДОК КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Магматические горные породы образуются в результате затвердевания магм, которые выходят в нижнюю часть земной коры или в верхнюю мантию [3, с. 93].

При подъёме вверх во время геотектонических процессов, магмы теряют температуру и затвердевают. При затвердевании до выхода их на поверхность земли, образуются породы, которые получили название интрузивных, или плутонических.

Горные породы, образовавшиеся на большой глубине более 2 км, называются также абиссальными, или глубинными. Магмы достигшие земной поверхности в жидком состоянии и излившиеся из вулканов, образуют эффузивные, или вулканические, горные породы. Они называются также излившимися породами.

Агпаитовый порядок кристаллизации магматических горных пород – это особый ход кристаллизации магматического раплава, когда лейкократовые минералы (полевые шпаты, фельдшпатиды) выделяются раньше меланократовых (метасиликатов, слюд).

Агпаитовый порядок кристаллизации часто наблюдается в щелочных горных породах.

Породы агпаитового ряда образуются, если Na2O + K2O больше или равно Al2O3, если меньше Al2O3, – миаскитового с невысоким содержанием химических элементов.

По Л. Н. Когарко, с появлением щелочного магматизма на границе архея – протерозоя связывают резкую смену геодинамического режима Земли. Происходит субдукция окисленной океанической коры, содержащей повышенные концентрации летучих компонентов. Появление окисленной флюидной фазы способствует началу крупномасштабных метасоматических процессов и генезису щелочных магм, обогащенных рудными литофильными элементами.

Крупнейший в мире щелочной массив находится в Хибинах, меньшие его площади встречаются на Урале, в Восточной Сибири, Гренландии, Южной и Восточной Африке и других регионах.

В щелочной магме содержание Na и K достигает 15 %, в базальтах 5–7 %. Количество SiO2 понижено, могут отсутствовать кварц, полевые шпаты, основные породы нефелинового ряда.

По содержанию SiO2 одни щелочные породы относятся к ультраосновным, другие – к основным и средним. В них могут концентрироваться Li, Rb, Сs, Сa, Sr, Ti, Zr, Hf, Th,. Nb, Ta, U, Ga, Tl, P, F, Cl.

В некоторых видах щелочной магмы господствует окислительная или восстановительная обстановка.

Амфотерные элементы образуют комплексные анионы с большим радиусом и пониженной энергией кристаллической решетки, поэтому кристаллизация начинается с бесцветных минералов и заканчивается цветными, что противоположно порядку кристаллизации других магм. В щелочных магмах высокая концентрация летучих F, Cl, CO2, S, P и др., а также большое разнообразие минералов (в Ловозерском массиве около 300). Главные минералы – нефелин, пироксен, апатит, полевые шпаты – содержат изоморфные редкие элементы (Sr, РЗЭ, Rb, Cs, Gа, Nb, Ta).

Щелочные породы относятся к полигенетическим.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ананьев, В. П., Потапов, А. Д. Основы геологии, минералогии и петрографии: Учебник для вузов/В. П. Ананьев, А. Д. Потапов.- М.: Издательство «Высшая школа», 2008.- 400с.
2. Емельяненко, П. Ф., Яковлева, Е. Б. Петрография магматических и метаморфических пород/П. Ф. Емельяненко, Е. Б. Яковлева.- М.: Издательство МГУ, 1985.- 487с.
3. Карлович, И. А. Геология: 3-е изд. перераб. и доп. – М.: Трикста; Академический проект, 2005.- 703с.
4. Короновский, Н. В., Общая геология: Учебник/ Н. В. Короновский.- М.: КДУ, 2006.- 528с.
5. Маркушев, А. А., Бобров, А. Б. Метаморфическая петрология: Учебник/А. А. Маркушев, А. Б. Бобров.- М.: Издательство МГУ, 2005.- 256с.
6. Основы минералогии, кристаллографии и петрографии [Текст]/Н. А. Платов [и др.].- М.: МГСУ, 2007.- 158с.
7. Полянин, В. С. Структурная геология и геологическое картирование/В. С. Полянин – Казань: Издательство Казанского государственного университета, 2009.- 56с.
8. Сизых, А. И., Юденко, М. А. Петрография метаморфических пород: Учебное пособие.- Иркутск: Издательство Иркутского университета,2007.- 123с.