

ВУЛКАНИЗМ, ТЕКТОНИКА И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В КАМЧАТСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Развитию учения о геологических формациях в последние годы способствовали многочисленные исследования вулканогенно-осадочных формаций (Шатский, 1960; Страхов, 1962; Бродская, 1960; Ронов, 1961, и др.), связанных между собой единством тектонических условий образования (Богданов, 1965). Эта ассоциация пород образуется в условиях дифференцированных тектонических движений, расчленяющих геосинклинальную область на четко выраженные зоны с резкими фациальными границами.

Направленность эволюции геосинклинальных систем выражается в гомологии рядов вулканогенно-кремнистых формаций, свойственные различным периодам истории Земли: джаспилитов докембрия, яшмовых формаций, преобладающих в палеозое, и кремнисто-сланцевых, характерных для мезо-кайнозоя.

Однако устойчивость основных типов вулканогенных формаций в целом связана с определенной сопряженностью вулканизма с тектоническими процессами в геосинклинальных областях, прослеживающимися в течение всей истории земной коры.

Изучение современной вулканогенно-осадочной формации и бассейнов седиментации геосинклинальных областей Камчатки и Курильских островов помогает уяснить роль вулканизма в формировании осадочных пород.

Напомним представление Н. С. Шатского (1960 г.) об автохтонных и аллохтонных формациях, применительно для вулканогенных формаций геосинклинальных областей: а) автохтонная серия — лавы и перокластита, отложенные на месте вблизи центров извержений; б) аллохтонная серия — вулканогенные породы, образующие вулканогенно-осадочные формации в геосинклинальных областях, переотложенные на значительных расстояниях от центров извержений различными процессами (водными, эоловыми, гравитационными).

В платформенных и океанических районах, где границы морских бассейнов определяются не структурными формами рельефа, а общими колебаниями уровня моря в условиях отсутствия контрастных форм рельефа, выделение серий встречает трудности, связанные с определением зон вулканических излияний и разграничением фациальных условий осадкообразования. Здесь наиболее сложно разделение эндогенных и экзогенных источников продуктов осадкообразования. Осадочные и вулканические процессы, перемежаясь, тесно сплетаются в сериях отложений, где автохтонные вулканические породы переслаиваются с аллохтонными осадками. Наиболее четкое разделение автохтонных и аллохтонных серий наблюдается в геосинклинальных условиях, где благодаря крупным дифференцированным тектоническим движениям, создаются тектонические структуры, определяющие резкие формы рельефа.

В результате этого формируются сопряженные структурные поднятия, к которым приурочены вулканизм (автохтонные серии) и структурные опускания, где отлагаются аллохтонные вулканогенно-осадочные серии. В условиях геосинклинального осадкообразования морфо-тектонические структуры определяют границы водных бассейнов и, таким образом, позволяют наметить четкие зоны накопления автохтонных и аллохтонных вулканических и вулканосадочных толщ, приуроченных, на разных стадиях эволюции геосинклинали, к разным условиям рельефа и осадкообразования. К фациям автохтонных серий в начальных стадиях геосинклинальной эволюции принадлежат продукты подводных вулканических извержений внутригеосинклинальных поднятий. В перерыве между извержениями здесь происходит отложение вулканогенно-осадочных пород, которые, в свою очередь, образуются и при переносе продуктов подводного вулканизма в стороны от центров извержений, в этом же водном бассейне.

Таким образом, в этих условиях вертикальные и горизонтальные переходы между аллохтонными и автохтонными сериями намечаются с трудом; смена отложений серий происходит как вверх по разрезу, так и по простиранию и имеет нечеткие границы.

В отдаленных кремнисто-сланцевых формациях возможно сочетание аллохтонности (перенос из вулканической зоны водой кремнезема и других элементов) и автохтонности — выпадение их в осадок в виде кремнистых пород, яшм и других осадков.

В условиях подводного вулканизма перемещение его продуктов от места извержения происходит морскими течениями, переносящими рыхлые продукты, а также гравитационными оползнями и обвалами при формировании возвышенностей и впадин тектонического типа. Лавовые потоки в подводных условиях застывают быстрее, в связи с чем не перемещаются на значительные расстояния. Поэтому более важное значение имеют перемещения, обусловленные подводными оползнями и тектоническими сбросами, особенно способствующими во время землетрясений образованию мутных потоков. Такие условия переноса продуктов подводного вулканизма стимулируются усиленными процессами рельефообразования (подводные желоба, валы и хребты), происходящего под влиянием структурных вертикальных движений в геосинклинальной области.

Таким образом, лишь при образовании вулканических островов и бассейнов осадконакопления возникают возможности четкого разграничения автохтонных вулканических формаций и аллохтонных морских вулканогенно-осадочных толщ.

Однако в условиях субаэрального вулканизма следует выделить осадки аллохтонного типа — вулканогенно-озерные отложения, вулканогенно-аллювиальные, вулканогенно-эоловые, вулканогенно-ледниковые и др.

Несмотря на некоторую условность, разграничение серий имеет важное значение для определения связей вулканических процессов с типами тектонических движений.

Сопряженность с вулканической деятельностью имеют только те тектонические структуры, формирование которых происходит одновременно с вулканизмом. Вследствие унаследованного развития многих структур такого типа, мы не всегда можем точно установить, на каком этапе развития структуры проявилась деятельность вулканов. Поэтому исследование процессов сопряженности вулканизма и тектоники — единственный путь, на котором мы сможем установить природу связей вулканизма и тектоники.

К автохтонным вулканическим сериям относятся наземные вулканические сооружения, лавовые и туфовые покровы, образующие лавовые плоскогорья. Когда мы говорим о крупных лавовых, агломеративных,

пепловых тучах, грязевых потоках и лавинах, то замечаем некоторое противоречие между условиями их образования в непосредственной связи с вулканическим извержением, и условиями их отложения—нередко в десятках километров от вулкана, в тектонических прогибах и вулканотектонических депрессиях. Эти вулканические образования находятся в зоне переходов от автохтонных к аллохтонным сериям.

Условия образования морских аллохтонных серий достаточно ясны — это мощные вулканогенно-осадочные формации, не включающие лавовых покровов, вулканических брекчий и туфов. Примером таких серий является на Камчатке ирунейская толща верхнего мела. В верхней части этой толщи появляются признаки близости центров извержений в виде вулканических брекчий и покровов. Это подтверждает, что структурные движения захватывают бассейн осадконакопления и тектонический прогиб осложняется вулканотектоническими поднятиями. Однако процесс формирования вулканотектонических поднятий происходит с перерывами, когда вновь следует опускание и продолжается осадконакопление. При разделении вулканических геосинклинальных формаций по характеру тектонических движений, сопутствовавших осадконакоплению, автохтонные вулканические серии следует относить к типу регрессивных формаций, а аллохтонные вулканогенно-осадочные серии — к типу трансгрессивных. Формирование первых происходит в условиях преобладающей роли тектонических поднятий, а вторых — при доминирующих опусканиях.

Это разделение подчеркивает дифференцированность тектонического развития вулканических поясов геосинклинальных областей — связь вулканизма с тектоническими поднятиями.

Такая «пульсационная» смена вулканотектонических поднятий и опусканий определяет положение вулканического пояса на грани образования трансгрессивных и регрессивных формаций, переходящих в орогенные, в эпоху замыкания геосинклинальной области.

Флишеподобные ритмы в вулканогенно-осадочных формациях, вероятно, выражают пульсацию вертикальных тектонических движений. Таким образом, отложения каждой геосинклинальной толщи являются сложным сочетанием трансгрессивных и регрессивных серий пород. К числу первых относятся осадки, накапливающиеся в морских бассейнах во время прогибания их дна и в сочетании с аллохтонными вулканическими породами образующие осадочно-вулканогенные формации. К числу вторых принадлежат автохтонные вулканогенные серии, переслаивающиеся с осадочными толщами, свидетельствующими о перерывах вулканизма и осадконакоплений в условиях последующего прогибания дна морского бассейна.

Отсутствие достаточных данных для построения детальных палеогеографических карт Камчатки не позволяет сделать сопоставления фациальных условий современных и древних процессов осадкообразования, вулканизма и тектоники. В фациальном отношении отмечаются отложения: вулканического пояса (островная цепь); шельфовой зоны у его подножия; континентального склона; глубоководного желоба.

Отложения вулканического пояса — лавы, вулканические брекчии, пирокласты и туфы, среди которых выделяются отложения сухих рек и флювиогляциальные, отличающиеся сравнительно большой окатанностью. Вследствие обрушения кровли при опустошении периферических вулканических очагов, образуются вулканотектонические впадины — грабены, депрессии, кальдеры. Размеры этих впадин в ходе вулканизма уменьшаются — они как бы телескопически вложены друг в друга. Возобновляющийся, в связи с обрушением кровли, вулканизм способствует увеличению мощности вулканических отложений вулканического пояса.

В шельфозой зоне островных цепей вулканов в фациях подножий преобладают гравитационно-перемещенные отложения, близкие к первому типу (молассы и др.).

В шельфовой зоне отлагаются также вулканические пески и грубо-обломочные туффиты с примесью невулканогенного материала.

Отложения континентального склона характеризуются граувакками с примесью грубообломочного материала, сменяющиеся к подножью континентального склона вулканогенно-флишоидными отложениями.

Для глубоководного желоба характерны песчано-глинистые отложения, кремнисто-вулканогенные и другие продукты вулканогенно-осадочных формаций. Значительную роль играют гравитационные потоки со склонов желоба, нарушающие фаціальную последовательность.

Вследствие миграции тектонических зон геосинклинальной области происходит усиление в процессе эволюции геосинклинали и ее разделения на прогибы и поднятия. В основании вулканогенно-осадочных формаций широко распространены терригенные песчано-сланцевые толщи, знаменующие этап общего прогибания геосинклинали, с возможным привнесом вулканогенного материала из соседних вулканических поясов, лежащих в пограничных зонах между континентом и океаном. С появлением поднятий вулканизм, сначала подводный, а позже островной, усиливает доставку вулканического материала в бассейны. Прогибы и желоба у подножья вулканических поясов заполняются вулканогенно-осадочными толщами.

При этом на процесс миграции тектонических зон геосинклинальной области накладываются вулканотектонические обрушения, происходящие в вулканических поясах после массовых вулканических извержений.

В соседних прогибах при волнообразной последовательности опусканий и поднятий осадочно-вулканогенные породы перемежаются с лавами, которые изливались в период изменения знака вертикальных движений, а также стекали из смежных с прогибами поднятий, увенчанных вулканами. Эта картина связи вулканических формаций с различными типами движений отчетливо вырисовывается в современных подвижных поясах.

Образование кремнисто-сланцевых толщ происходит в прогибах, расположенных на значительном расстоянии от вулканических поясов. К таким прогибам относятся в современных геосинклинальных областях глубоководные впадины и океанические желоба. Если скорость прогибания бассейна осадкообразования превосходит скорость накопления осадков, то вверх по разрезу происходит смена мелководных отложений глубоководными.

Принято считать, что при вулканизме происходит смена осадков от глубоководных к мелководным, связанная с преобладанием скорости осадкообразования над погружением бассейна. Фактические данные убеждают, что это не так — вулканическая деятельность характеризует этап вертикального поднятия, область которого, на фоне контрастных движений, в конечном итоге расширяется до орогенеза. Аккумулятивные вулканические сооружения являются надстройками над структурным поднятием фундамента, сменяющимся опусканием в межвулканические этапы.

Замыкание геосинклинали выражается в расширении внутренней геоантиклинальной зоны и обмелении краевых впадин. У подножья молодого орогена образуются молассы. В заключение весь ороген поднимается над уровнем моря.

Океанологические исследования современных осадков в районе Курильских островов показали роль современных вулканических процессов в образовании отложений в глубоководных желобах. Это позволяет сопоставить современное осадкообразование с осадочными и вулканоген-

но-осадочными процессами в древних геосинклинальных областях. Пирокластический и обломочный материал с островных и подводных вулканов Курильских островов играет важную роль при образовании морских осадков в соседних прогибах. Перенос осуществляется реками, временными потоками, обвалами, морской абразией, цунами, мутьевыми потоками, ветром.

Вследствие обильного переноса вулканических горных пород морские осадки во впадинах по составу сходны с пирокластикой. Поэтому вулканизм островных дуг является главным поставщиком материала, заполняющего соседние морские прогибы и глубоководные желоба и образующего вулканогенно-осадочные формации андезитового состава.

Гидротермальная и вулканическая деятельность являются факторами чрезвычайно быстрого разложения горных пород, превращающихся в глины, легко уносимые в море.

В течение голоцена вулканические взрывы и лавовые потоки перенесли в море, по подсчету океанологов, несколько сот кубических километров вулканического материала; не меньше этого смыто при абразионном разрушении берегов Курильских островов.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ КАМЧАТКИ

Вследствие того, что исходной позицией геосинклинального вулканизма являются геосинклинальные впадины (троги), в основании вулканогенно-осадочных формаций залегают толщи осадочных пород (глинисто-песчаных), образованных в процессе погружения впадин. Эти осадочные формации в геосинклинальной области предствлены тонкообломочными толщами, свидетельствующими о том, что так называемый вулканизм спилито-кератофирового типа (инициальный, по Штилле) вступает в действие не сразу после образования геосинклинали, а позднее, когда длительное погружение геосинклинали сменяется подводными поднятиями. В дальнейшем образуются островные дуги с мощным андезитовым вулканизмом.

Такая закономерность прослеживается в Камчатской геосинклинальной области особенно хорошо, начиная с верхнего мела. При этом наблюдается выдержанная зональность в строении геосинклинали, развивавшейся в виде серии прогибов. В тылу молодой геосинклинальной области находился молодой ороген, и характер верхнемеловых отложений в северо-восточной части Пенжинского района соответствовал отложениям в прогибе у его подножья. Здесь характерны грубозернистые породы, с угленосными прослоями и незначительной ролью вулканических пород. К юго-востоку и юго-западу увеличивалась роль глубоководных геосинклинальных отложений.

Рассматривая фациальную зональность верхнемеловых отложений, можно четко проследить, как глубоководные прогибы, заполненные мощными осадочными толщами, в дальнейшем мелеют и в процессе поднятия и вулканизма преобразуются в цепи вулканических островов, площадь которых захватывает все большие районы. При этом прогибы смещаются в юго-восточном направлении к Тихому океану, соответственно миграции геосинклинальной области. В этом же тихоокеанском направлении смещается последовательное образование все более молодых серпентинитовых и вулканических поясов.

Соответственно смещение раннеорогенных зон по направлению к Тихому океану подчеркивается образованием все более молодых поясов игнимбритового вулканизма: верхнемелового — в охотском вулканическом поясе, неогенового — в Срединном Камчатском хребте, четвертичного — в восточном вулканическом поясе Камчатки.

Верхнемеловая геосинклинальная область, протягивающаяся от Корякского нагорья до Японии, через Камчатку и Курильские острова, на расстоянии нескольких тысяч километров характеризуется четкой вертикальной и горизонтальной, вкрест простираемая, зональностью отложений.

Нижняя часть геосинклинальной формации представлена мелко- и среднезернистыми осадками, лишенными вулканических продуктов. Толща аргиллитов и песчаников лесновско-хозгонской свиты, подстилающая ирунейскую, в месте стыка постепенно переходит от аргиллитов темной окраски в буро-зеленые. Кремнистые яшмы, лежащие в основании ирунейской свиты, содержат обломки иноцерам и радиолярий. Яшмы постепенно сменяются песчаниками из обломков вулканогенных пород основного и среднего состава.

Крупность обломков возрастает вверх по разрезу. В основании слоев появляются вулканобрекчии темных лав, образующие крупные горизонты. Отдельные слои сложены брекчиями, переходящими вверх по разрезу в обломочные породы, уменьшающиеся по крупности зерен до аргиллитов. Вверху разреза все более возрастает роль вулканических пород от основных и средних по составу, переходящих к субщелочным, к концу вулканического цикла.

Следовательно, ирунейская вулканогенно-осадочная серия сложена в основании аллохтонными кремнисто-вулканическими отложениями, перенесенными из смежных вулканических поясов, в то время как вверху разреза появляются автохтонные вулканические толщи, накопившиеся в условиях тектонического поднятия. При этом происходило обмеление геосинклинального бассейна, и источником вулканических продуктов являлись вначале подводные вулканы, а затем и вулканические острова, у берегов которых отлагались грубые обломочные породы. Наблюдаются резкие фациальные переходы и многочисленные тектонические несогласия в связи с частой сменой знака движений соседних блоков.

Таким образом, среди геосинклинальных формаций вулканические толщи характеризуют определенные этапы структурообразования в тектонической истории геосинклинали, которым свойственна морфология подводных вулкано-тектонических поднятий островных дуг и глубоководных желобов, проходящих различные стадии эволюции.

Лесновско-хозгонская серия терригенных пород, согласно подстилающих ирунейскую свиту, вероятно, может быть отнесена к осадкам, отложенным в геосинклинальном океаническом прогибе, отделенном тектоническим барьером от вулканического пояса.

Образование ирунейской толщи происходило после разрушения этого барьера (типа внешней зоны островных дуг), когда в глубоководную впадину (типа современного океанического желоба), начали поступать продукты вулканизма из вулканического пояса (типа Большой Курильской островной цепи). Все изложенное подтверждается данными о современных осадках, полученными при океанологических исследованиях. В глубоководном желобе Миндонао на глубине 7710 м найдены осадки, состоящие из переслаивающихся разномерных обломков лав андезитов, слагающих хребет, прилегающий к желобу. Кремнисто-глинистый состав имеют алевропелиты, встречающиеся в отложениях Курило-Камчатского и Алеутского желоба. Отложения мутьевых потоков, характеризуются градиционной слоистостью, с грубозернистыми обломками в основании и мелкозернистыми обломками и пелитами вверху.

Такого типа отложения известны в ирунейской толще, где при глубоководном типе пелитовых отложений встречаются грубозернистые обломки вулканических пород, объясняемые мутьевыми потоками и течениями. Большая мощность отложений и сходство фаций позволяют

сопоставлять условия геосинклинальных отложений верхнего мела третичными и с современными.

Дальнейшее формирование толщи происходило при все более усиливающейся притоке вулканического материала в постепенно (мелеющий бассейн). Из разреза исчезают кремнистые породы, а размеры вулканических обломков увеличиваются. Можно предполагать, что наступает инверсия и лежащая выше кирганикская толща сложена уже отложениями вулканов подводной, а затем и надводной цепи вулканических островов, поднятие которой осушило позднемеловой геосинклинальный прогиб.

На примере геосинклинальных областей Кавказа и Урала А. Б. Ронов (1961) показал, что увеличение скоростей погружения геосинклинальных впадин сопровождалось резким увеличением интенсивности вулканических процессов.

При сопоставлении этих данных с материалами по истории геосинклиналей Камчатки становится ясно, что сопряженные поднятия и опускания сопутствовали вулканической деятельности. Фациальные условия осадкообразования позволяют четко различать зоны формирования осадочно-вулканогенных пород в морских прогибах и вулканогенно-пирокластических пород в вулканических поясах. Таким образом, связывая интенсивность вулканической деятельности с вертикальными колебаниями земной коры, мы отмечаем приуроченность излияний к поясам вулканотектонических поднятий. При этом не может вводиться в заблуждение тот факт, что мощные вулканические толщи залегают в прогибах. Вулканогенно-осадочные отложения играют здесь такую же роль, как и осадочные терригенные толщи.

Связь вулканических процессов пульсацией поднятий и опусканий дает основание относить вулканические пароксизмы к фазам поднятий, а паузы в вулканизме — к эпохам опусканий под влиянием гравитационных сил. Следует напомнить, что в палеозое Западной Европы геосинклинальные области имели аналогичный стиль развития (Бубнов, 1960). В нижнем девоне центральная, наиболее глубокая часть геосинклинального бассейна, заполненного в процессе погружения мелководными фациями глин и песчаников, была разделена геантиклиналью (Зигерландский порог), образовавшей остров, разделивший геосинклинальный бассейн на два рукава. С этим поднятием была связана сильная вулканическая деятельность (туфы, кератофиры). Разнообразные островные и береговые вулканические фации здесь известны вплоть до нижнего карбона (диабазы, лавы основного типа, туфы и т. д.).

Такая же последовательность эволюции геосинклинальной области в девоне отмечается на Северном Кавказе. Здесь среднедевонский геосинклинальный прогиб заполнен песчано-сланцевой толщей, а вверх по разрезу, в связи с ростом внутригеосинклинальных поднятий, увеличивается роль вулканического материала. Живетский и франкский ярусы сложены мощными вулканогенными толщами (спилиты, кератофиры) согласно, а в зонах поднятий через регрессивные конгломераты, сменяющимися терригенно-карбонатными отложениями. Анализ фаций геосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений палеогена в Севанской геотектонической зоне (Мкртчян, 1962) позволяет понять связь осадочно-вулканогенных толщ с прогибами по окраинам срединного поднятия, являющегося зоной вулканизма и размыва в верхнем эоцене.

ТРЕТИЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

В третичное время фациальные условия осадкообразования в разных районах Камчатки были различны. В Западной Камчатке, на размывтой поверхности верхнемелового складчатого фундамента, лежит мощная толща позднегеосинклинальных морских отложений мощностью более

10 км. Вулканогенно-осадочные отложения относятся здесь к типу аллохтонных и перенесены из вулканического пояса Срединного хребта. Лишь в олигоцене— раннем неогене был образован Западнокамчатский вулканический пояс. С ним связаны извержения андезитов дацитов, и их туфов в районе Тигильского поднятия (вулканогенные аналоги амининской нижнемиоценовой свиты), а также толща андезитов мощностью более 300 м, вскрытая буровыми скважинами у р. Ваямполки. Крупным вулканическим массивом в этом поясе является мыс Хайрюзово, сложенный базальтами, андезитами и их туфами.

В Паланской впадине толща кинкильских андезитов (нижний — средний миоцен) и эффузивы южной части впадины продолжают этот вулканический пояс, в котором действовали подводные и субаэральные вулканы. Таким образом, вулканический пояс, приуроченный к внутригеосинклинальным поднятиям, поставлял, наряду с вулканическим поясом Срединного хребта, вулканические осадки в геосинклинальные прогибы Западной Камчатки.

В южной части Западной Камчатки — в Большерецкой впадине и на юг от нее — неогеновые осадочные отложения, по мере приближения к Срединному хребту, почти полностью замещены вулканогенными автохтонными отложениями кавранской серии. При этом в верхах разреза преобладают кислые эффузивы и их туфы.

Центральная Камчатка в третичное время была областью образования автохтонной вулканической формации мощностью 3 — 5 км. В основании залегают продукты подводного вулканизма, спилито-кератофировая толща (крапивницкая свита). Постепенное воздымание вулканотектонического пояса, увенчанного подводными вулканами, вызвало обмеление морского бассейна и появление надводных вулканов — островов.

Восточнее вулканической островной цепи шло отложение морских илов в прогибах, обрамляющих подводную кордильеру. В среднем миоцене, на фоне колебательных движений, площадь вулканического архипелага расширилась; автохтонная толща андезитов, дацитов, их туфов и пеплов образовала березовскую свиту.

Продолжавшееся поднятие Срединного хребта в верхнем миоцене создало крупный вулканический массив, окаймленный с запада и востока бассейнами, где отлагались осадочно-вулканогенные толщи. Конец неогена отличался мощным субаэральным вулканизмом с кислыми андезитами, дацитами, пепловыми туфами и игнимбритами.

В Восточной Камчатке отмечается большое сходство палеоген-нижнемиоценовых пород с верхнемеловыми, позволяющее говорить о непосредственной смене верхнемеловых отложений в геосинклинальных бассейнах третичными.

В третичное время Восточная Камчатка является областью резкой дифференцированности структур — глубокие геосинклинальные прогибы перемежаются с вулканотектоническими поднятиями. Отложения палеогена, представленные главным образом осадочно-терригенными фациями, в неогене сменяются вулканогенными. В восточном направлении увеличивается дифференцированность структур, и возрастает роль вулканогенных пород в верхней части разреза.

Центральный Камчатский прогиб в третичное время был районом преобладающего накопления морских и вулканогенно-осадочных толщ аллохтонного типа. Мощность неогена 3—4 км.

У восточного подножия мезозойской Кордильеры были расположены глубокие прогибы, в которых накапливались флишоидные нефтеносные толщи. Вследствие неогеновых тектонических поднятий они сохранились не везде, и местами эрозией были выведены на поверхность породы мезозойского фундамента. К концу третичного времени морские геосинкли-

нальные бассейны отступают в восточном и южном направлении, а области поднятий охватывают региональные вулканические излияния.

Краевой пояс вулканизма в нижнетретичное время проходил вдоль современных восточных мысов Камчатки. Однако этот пояс нельзя рассматривать как аналог срединного вулканического пояса, где вулканизм развивался в структурном трюге, на фоне вулcano-тектонических поднятий, переходя от стадий подводного вулканизма к вулканизму островных дуг. Скорее этот пояс сходен с тыловым западным поясом, где на поверхности эродированной меловой Кордильеры лежат пологосмятые палеогеновые отложения.

На Кроноцком полуострове и Камчатском мысу толща палеогеновых базальтов, переслаивающаяся с лигнитами, смята в пологие складки, на эродированной поверхности меловых отложений.

Западный вулканический пояс Восточной Камчатки в нижнетретичное время лежал вдоль современного восточного камчатского хребта. Вулканогенная автохтонная толща представлена здесь переслаивающимися покровами андезитов, пирокластике и песчаников из обломков вулканических пород (кытылгинская свита — верхнеолигоценового-нижнемиоценового возраста) мощностью 1 км. Глубокие узкие прогибы между вулканическими поясами были заполнены мощными аллохтонными вулканогенно-осадочными толщами. К их числу относится богачевская толща флишеидного типа, отличающаяся битуминозностью. Ее мощность 6—7 км. Незначительную роль играют продукты подводных излияний (спилиты, шаровые базальтовые лавы, измененные зеленокаменные туфы) в условиях подводных вулcano-тектонических поднятий. Близ вулканических островов отложения толщи отличаются мелководным характером и преобладанием вулканических пород.

Для залегающей выше тюшевской (нижнесреднемиоценовой) толщи, отделенной несогласием от нижележащих пород (курульская складчатость), характерна мелководность бассейнов отложения и близость субаэральных вулканических построек, доставлявших в морские бассейны пеплы андезитового и дацитового состава (в западном вулканическом поясе) и продукты подводных излияний базальтов и андезито-базальтов — в области восточных полуостровов.

В позднем миоцене — раннем плиоцене вулканы Восточного хребта действовали на суше, окаймляющей все более мелевшие прогибы, в которых отлагались аллохтонные толщи кавранского времени. Алеутская складчатость осушила значительную часть территории восточного бассейна.

В плиоцене преобладал вулканизм кислого типа, и вулканические эксплозии рассеивали на большей территории кислые пеплы и пемзы. В конце плиоцена происходило отложение в вулcano-тектонических депрессиях вулканогенно-континентальных и озерно-аллювиальных отложений.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Четвертичный этап геологической истории Камчатки характеризуется смещением геосинклинального прогиба, сопряженного с вулканическим поясом к востоку, а миогеосинклинального тылового прогиба — к западу.

Восточный вулканический пояс и внешняя зона мысов являются главным источником вулканогенного и терригенного материала для камчатского глубоководного желоба, в котором отлагается аллохтонная вулканогенно-осадочная серия пород.

В миогеосинклинальном восточноохотском прогибе происходит накопление песчано-глинистых пород, а Большие Курильские острова являются поднимающейся геоантиклиналью, увенчанной вулканами. У восточ-

ного ее подножья отлагаются вулканогенно-осадочные аллохтонные серии, а у западного, в южноохотской впадине, происходит отложение автохтонной вулканогенной толщи, связанной с подводным вулканизмом.

В вулканических поясах Камчатки и Большой Курильской островной группы идет накопление континентальной автохтонной вулканогенной серии пород.

Четвертичный возраст прогибов и желобов, окаймляющих вулканический пояс Камчатки и Курильских островов, позволяет предполагать здесь заложение новой геосинклинальной области. Однако формирующаяся в вулканическом поясе наземная андезитовая формация, с интрузиями диоритов и гранодиоритов, должна быть отнесена к поздним этапам геосинклинальной истории, с соответствующим характером отложений в прилегающих впадинах. Поэтому четвертичный этап геосинклинального развития Тихоокеанской окраины Азии следует рассматривать как позднюю стадию развития мезо-кайнозойской геосинклинали, сопровождающийся формированием орогенного пояса на Камчатке. Это представление находится также в соответствии с позднеогиевым четвертичным этапом извержений пепловых туфов больших объемов, свойственных раннеорогеновой стадии геосинклинального процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработка представлений об автохтонных и аллохтонных вулканогенно-осадочных формациях связана с дальнейшей детализацией строения структурно-вулканических поясов Камчатки и выяснением фациальных и тектонических условий образования месторождений полезных ископаемых.

Изучение трансгрессивных седиментационных циклов и их палеогеографических условий важно для направления поисков нефти и газа. Регрессивные отложения имеют важное значение для поисков угленосных толщ.

Поиски колчеданных месторождений связаны с вулканогенно-кремнистыми формациями в зонах подводного вулканизма. Аллохтонные кремнисто-терригенные формации и вулканогенно-кремнистые формации рассматриваются как возможные коллекторы фосфоритов и марганца.

Расчленение вулканотектонических поясов и седиментационных прогибов является одной из важнейших проблем вулканической геологии Камчатки.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.—БМОИП, 1965, № 6.
- Бродская Н. Г. Литолого-тектонические комплексы в третичных отложениях Сахалина.—Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 7.
- Бубнов С. Основные проблемы геологии. 1960.
- Ронов А. Б. Триассовые литологические формации мира.—Сов. геология, 1961, № 1.
- Страхов Н. М. К вопросу о значении вулканического процесса в осадочном осадкообразовании.—Сов. геология, 1962, № 9.
- Мкртчян К. Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа.—Изв. АН СССР, серия геол. 1962, № 2.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных формаций. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.