

Е. К. УСТИЕВ

**ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ  
ЮЖНО-АНЮЙСКОГО ХРЕБТА  
И ВОСТОЧНО-АЗИАТСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ**

Летом 1953 г. автор изучил весьма интересные проявления молодого вулканизма, обнаруженные на территории белого пятна — в центральной части Южно-Аньюйского хребта (северо-восточное Приколымье).

Предварительные сведения, касающиеся главным образом морфологии вулканических образований, их возраста и механизма извержений были опубликованы в том же году (Устиев, 1953). Более поздние сообщения разбирали вопросы, относящиеся как к этому комплексу проблем, так и к связи между вулканизмом Южно-Аньюйского хребта и новейшими тектоническими движениями в северо-восточной Азии (Устиев, 1955). В специальной статье, на примере исследованных лав, были обсуждены особенности механизма происхождения пористости в базальтах (Устиев, 1956). В настоящем сообщении предполагается рассмотреть вопросы эволюции химизма извергавшихся расплавов и проблему генетического положения четвертичных лав «восточно-азиатской провинции», выделяемой Кото, Томита и Заварицким (Заварицкий, 1939, 1950). Совершенно отчетливая принадлежность изученных лав к этой специфической формации и, вместе с тем, столь же отчетливая их связь с особыми тектоническими условиями, позволяет пересмотреть имеющиеся взгляды на происхождение и структурную локализацию щелочных вулканических комплексов этой формации.

Молодые вулканические проявления Южно-Аньюйского хребта были открыты аэрофотосъемкой в августе 1952 г. Просмотр аэрофотоснимков троговой долины р. Монни (левый приток Уямкунды, впадающей в Ангарку, правый приток Большого Анюя) обнаружил великолепно сохранившийся вулканический конус с лавовым потоком, перекрывающим современный аллювий на протяжении 52 км. Полевые исследования полностью подтвердили предположения о позднечетвертичном возрасте вулканизма долины Монни, доказав, таким образом, наличие практически современных глубоких тектонических разрывов в области, удаленной от Тихоокеанского вулканического пояса почти на 1000 км. Особенно важное значение для проблем, связанных с современным вулканизмом в Советской Азии, имеют полученные данные, касающиеся типа извержений и состава извергавшихся лав. В частности, выдающийся интерес представляют факты, свидетельствующие о зависимости вулканических проявлений в Южно-Аньюйском хребте от аппаратов как центрального, так и линейного типа.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОЛИНЫ МОННИ И ЕЕ ВУЛКАНИЗМ

Долина р. Монни находится в центральной части Южно-Анжуйского хребта, у водораздела Большого и Малого Анжоев, и протягивается почти в широтном направлении, согласно с простиранием складчатых структур. Почти на всем протяжении она совпадает с осью антиклинальной складки, сложенной нижнемезозойскими филлитами и песчаниками. В истоках крайнего левого притока долины Монни находится интрузия гранитоидов, прорвавшая южное крыло и частью свод антиклинали.

Осадочные породы и гранитоиды рассекаются разрывами, ориентированными параллельно и почти перпендикулярно к складке. Древние нарушения фиксируются многочисленными кварцевыми жилами и дайками аплитов. Молодые разрывы частью послужили выводящими каналами для магматических расплавов.

Изучение вулканических проявлений в долине Монни приводит к выводу о двух этапах извержений, характеризовавшихся и различными формами, и несколько отличным составом вулканических продуктов.

Первый этап ознаменовался крупными излияниями базальтоидных лав, связанными с рядом широтных разрывов вдоль дна долины, и соответственно вдоль оси антиклинали. Спокойно изливавшиеся относительно жидкие лавы заполнили все дно долины на протяжении 52 км и на ширину от 2 до 4 км. Мощный лавовый поток вытеснил р. Монни из ее русла, преградил все боковые ее притоки и вызвал образование многочисленных запрудных озер у их устьев.

Второй этап, последовавший за закупоркой линейных очагов извержений на дне долины, выразился в прорыве магматических расплавов в новом месте, у пересечения нескольких поперечных к антиклинали разрывов, в вершине крайнего левого притока р. Монни. В начале нового этапа извержения имели по преимуществу взрывной характер. Над подводным каналом вырос вулканический кокус, состоящий из пирокластических масс, чередующихся с тонкими лавовыми потоками (фиг. 1).

Вулкан (названный автором Анжуйским) возвышается на гранитоидах интрузивного массива у пересечения крупного северо-восточного и двух небольших северо-западных разрывов. Основное значение для формирования вулканического канала имел северо-восточный разрыв, склопяющийся на юго-восток под углом в 80—85°. Анализ деятельности вулкана показывает, что такое же наклонное положение, предопределившее направление взрывов, занимал вулканический канал.

Последняя фаза центральных извержений сопровождалась излияниями больших масс лавы, образовавшей поток, который залил два крайних левых притока долины Монни и, достигнув последней, перекрыл лавы ранних трещинных излияний. По долине Монни лавы этого извержения спустились на 12 км. Окончание потока отмечено уступом, поднимающимся над трещинным потоком на 15—20 м.

Время извержений однозначно определяется рядом обстоятельств. Перекрытые лавами современные аллювиальные отложения троговой долины Монни, полное отсутствие признаков приспособления гидросети к новому рельефу, созданному извержениями, отсутствие явлений выветривания лав на поверхности потока и абсолютная сохранность вулканических аппаратов — все это свидетельствует об очень недавнем, во всяком случае послеледниковом, происхождении извержений.

Единичные лишайники, появившиеся кое-где в депрессиях потока у его границ, позволяют рассчитать верхний предел возраста извержений, который вряд ли превышает 250—500 лет.

Петрографические особенности лав трещинного и центрального извержений позволяют проследить эволюцию их состава, зависящую от



Фиг. 1. Аэрофотоснимок верхних левых притоков долины р. Мовни.  
В центре снимка — вулканический конус и головная часть лаавового потока. Масштаб  
приблизительно 1 : 43 000.

дифференциации как в доэффузивной, так и в постэффузивной стадиях. В последнем случае изменение состава и текстуры лав контролируется расслаиванием застывающего потока (Устиев, 1956). Пределы вариаций состава лав определяются рядом: андезитобазальтовые трахибазальты — базальтовые трахибазальты.

### Трещинный лавовый поток долины Монни

Трещинный поток занимает площадь около 100 км<sup>2</sup>, при средней мощности в 30 м и объеме лав около 3 км<sup>3</sup>. Он заполняет дно долины Монни на протяжении 52 км, из которых 12 км перекрыты лавами, излившимися из жерла вулкана. Поперечный разрез потока, наблюдаемый в некоторых глубоких расселинах, свидетельствует о несоднократности сформировавшихся его извержений. В доступной для наблюдения части разреза видны два последовательных потока, по-видимому распространяющихся на всю залитую лавами площадь. Мощность верхнего из них меняется в пределах от 1,5 до 2 м; значительно более крупное предшествующее извержение дало поток мощностью до 20—30 м. Последние вспышки угасающего трещинного вулканизма сопровождались небольшими излияниями трахибазальтов, давших маленькие шлейфы лавы у превосходно сохранившихся линейных очагов поздних извержений. Таким образом, постепенная закупорка подводных трещин способствовала прогрессивному уменьшению объема изливавшихся расплавов.

Морфологические особенности трещинного потока в значительной мере определяются положением очагов извержений на дне долины Монни. Подводящие трещинные каналы располагаются либо вдоль осевой линии долины, либо у правого (северного) ее склона. Соответственно с этим распределяются и мощности потока лав — наибольшие у правого и наименьшие у левого (южного) склона. В результате поверхность потока в целом наклонена с севера на юг, и лавы ни в одном из пунктов не заходят дальше устьев левых притоков. С северной же стороны долины лавы далеко проникают в боковые правые притоки и на десятки метров поднимаются вверх по правому ее склону. Именно с этим обстоятельством связано появление больших запрудных озер в устьях правых боковых долин по всей длине лавового потока. В то же время левые притоки подпруживаются лавами лишь в верхней (троговой) части долины Монни, ниже которой с южной ее стороны запрудные озера отсутствуют.

Явным свидетельством движения лав трещинных извержений не вдоль дна долины, а преимущественно от правого ее борта к левому, служит также относительное положение валов коробления. Возникшие на поверхности потока в результате гидростатического давления текущего расплава на затвердевшую поверхность валы коробления во всех случаях вытянуты вдоль долины и приурочены преимущественно к южному краю потока. Высота этих валов достигает 10—15 м при длине до 2—3 км. У левого склона долины местами наблюдаются двоянные и строенные ряды валов коробления (фиг. 2).

Современная поверхность потока является в то же время поверхностью его охлаждения, фиксируемой полностью сохранившейся тонкой стекловатой корочкой закалки и структурами течения. Особенно четко выраженные полосами и дугами канатных лав, эти структуры также отмечают преимущественное движение главной массы лав в направлении к южному склону долины. Небольшие потоки наиболее поздних извержений, в зависимости от положения выводящей трещины, стекали как на юг, так и на север. В более редких случаях можно видеть лавовые шлейфы, двигавшиеся на восток или запад (вверх или вниз по долине).

Валы коробления, представляющие столь характерный элемент морфологии южного края трещинного потока, внешне похожи на лавовые гряды, выросшие на месте линейных очагов извержений и локализующиеся по оси долины, либо у северного ее склона. Наиболее крупная из этих лавовых гряд протягивается на 6 км, а общая длина обнаруженных линейных очагов достигает всего 15—17 км при длине потока в 52 км.

Можно думать, что видимые на поверхности потока линейные очаги

извержений, несомненно связанные с самыми поздними проявлениями трещинного вулканизма, лишь отчасти соответствуют тектоническим разрывам на дне долины Монни, послужившим каналами для мощных излияний ранней фазы. Последние, как это и бывает обычно, будучи закупорены затвердевшим расплавом, были затем скрыты следующими потоками из уцелевших частей питающих каналов. Таким образом, видимые сейчас



Фиг. 2. Аэрофотоснимок трещинного лавового потока. Хорошо видна четкая ориентировка лавовых палов коробления вдоль долины и их расположение у южного (левого) ее склона.

В левой части снимка видно пять параллельных рядов валов коробления. Масштаб приблизительно 1 : 30 000.

относительно короткие эруптивные центры, сопровождаемые излияниями небольших порций лавы, нужно, по-видимому, считать результатом замедляющей активности трещинных очагов.

Состав лавовых гряд — очагов извержений — определяется сплюснутыми пузыристыми трахибазальтами бурого и красного цвета. Встречаются настоящие шлаковые лавы. Подобные породы совершенно отсутствуют в валах коробления, для которых, как и для всего потока, характерны черные, гораздо более плотные лавы.

Застывание трещинных потоков сопровождалось их расслаиванием на несколько отличающихся своими особенностями структурных горизонтов. В общем случае от поверхности к подножию потоков выделяются четыре слоя (1-й слой — стекловатая корка, 2-й — тонкопузыристая, 3-й — грубопузыристая, 4-й — плотная лава) со специфическими условиями затвердевания и кристаллизации в каждом из них. В редко доступном основании нижнего потока наблюдается четко выраженный пятый слой (грубопузыристая лава), текстурные особенности которого связаны с охлаждающим

влиянием и влажной природой перекрытого им аллювиального субстрата (Устиев, 1956).

По петрографическим признакам все лавы трещинного извержения относятся к трахибазальтовому семейству, но с существенными различиями в свойствах минералов и стекла в каждом слое. Особенно ясно эти различия выражены в количественных соотношениях и составе некоторых компонентов, зависящих от длительности кристаллизации. При строгой пропорциональности между закристаллизованной частью лавы и стекловатым остатком, количество которого прогрессивно уменьшается от первого слоя к четвертому, наблюдается простая линейная зависимость в относительных количествах главных породообразующих минералов — плагиоклаза и пироксена. В частности, объемное отношение между ними составляет 75 : 25, что очень близко к цифрам, экспериментально полученным Боуэном (Bowen, 1913, 1915) для эвтектики двухкомпонентной системы — лабрадор № 63 : диопсид. Некоторое расхождение с экспериментом объясняется большой сложностью природной системы и отклонениями от эвтектической кристаллизации, вызываемыми непостоянством состава компонентов.

С особенной яркостью последнее обстоятельство прослеживается на составе пироксенов и стекловатого мезостазиса. Эволюция авгитового пироксена от слоя к слою выражена последовательным уменьшением роли кальциевого компонента (46, 44, 42, 40% волластошита) и увеличением содержания магния и железа. Подобная же закономерность эволюции состава пироксенов была установлена, как известно, Бартом (Barth, 1931), Тсубои (Tsuboi, 1932), Вагером и Диром (Wager and Deer, 1940), Гессом (Hess, 1941<sub>1,2</sub>), М. М. Веселовской (1950) и др. в базальтах различных районов мира. Пироксены конечной стадии кристаллизации являются в трещинных лавах Монши уже пажоцитовыми авгитами с 32% кальциевого метасиликата.

Состав стекла также испытывает заметные изменения, зависящие от степени раскристаллизации лав. Его светопреломление оказывается тем более высоким, чем ниже степень кристалличности соответствующей лавы, что указывает на прогрессивное увеличение кислотности нераскристаллизованного остатка по мере хода кристаллизации. В частности, при валовом составе лав, отвечающем базальтам, кислотность стекол при переходе от верхнего слоя потока к нижнему меняется от базальтовых до андезитовых норм.

Оливин и плагиоклаз обнаруживают большее постоянство свойств в разных структурных горизонтах потока. Эти минералы, кристаллизовавшиеся еще в интрателлурическую фазу, дают два ряда вкрапленников. Значительно резорбированные доэффузивные вкрапленники соответственно характеризуются средним составом  $Ca_{30}$  и  $Al_{46}$ , постэффузивные —  $Ca_{10}$  и  $Al_{63}$ , что свидетельствует о заметном перегреве лав на поверхности<sup>1</sup>. Средний состав микролитов плагиоклаза отвечает  $Al_{62}$ .

Определенную зависимость от хода кристаллизации лав обнаруживает и магнетит, сменяющийся на поздних ее стадиях ильменитом.

### Анжуйский вулкан и продукты его извержений

Постепенная закупорка трещинных каналов кристаллизующимися лавами вызвала укорачивание линейных очагов и появление поздних небольших потоков. Окончательное отмирание каналов на дне долины способствовало прорыву газов и лав уже в новом месте — в вершине бокового притока р. Монши, над местом пересечения нескольких тектонических

<sup>1</sup> Размеры перегрева, определенные различными путями, характеризуются цифрой порядка 160—200°.

разломов, преимущественно поперечного к долине направления. Относительно небольшие размеры нового вулканического канала, развившегося вдоль ослабленной зоны, были причиной сильнейшей эксплозивной деятельности, которой началась следующая стадия вулканизма. Последняя развивалась уже в форме извержений центрального типа, в результате которых над лавовыводящим каналом вырос большой вулканический аппарат<sup>1</sup>.

Анъюйский вулкан имеет вид правильного конуса высотой от 90 до 120 м и с диаметром основания в 490 м. Диаметр кратера равен 300 м при глубине в среднем около 75 м. На дне кратера ясно видно жерло, закупоренное плотными лавами. Северо-западная его сторона прорвана лавами позднего потока, образовавшими глубокую расселину 30-метровой ширины.

Извержения Анъюйского вулкана характеризовались последовательной сменой взрывов и спокойных излияний. В начальные стадии его деятельности преобладали эксплозии, в конечные — эффузии. Характер рассеяния продуктов эксплозий указывает на преимущественно западное и отчасти северо-западное направление выбросов, связанное с наклонным положением подводящей трещины и вулканического канала.

Продукты эксплозий представлены крупными бесформенными глыбами пористой лавы, вулканическими бомбами, лапилли, песком и пеплом. В виде полусцементированных шлаковых масс они составляют главную часть конуса и в большом количестве покрывают гранитные склоны к западу и к северо-западу от вулкана. Важно отметить необыкновенное обилие вулканических бомб разных форм, размеров и окраски. Преобладают красные бомбы, состоящие из очень пористых окисленных стекловатых лав с редкими резорбированными вкраплениями оливины и плагиоклаза. Иногда встречаются черные бомбы. В распределении бомб различных типов устанавливается четкая закономерность. Некоторые из них можно находить только на склонах кратера, другие наблюдаются в том или ином удалении от вулкана.

Одна из последних фаз извержений явно ознаменовалась появлением мощных лавовых фонтанов, выбрасывавших жидкую лаву на запад от вулкана. Сложенный гранитоидами склон горы перекрыт здесь слоем рыхлых продуктов извержений, на которые падали жидкие выплески лавовых фонтанов. Последние застывали в виде плоских лепешковидных образований, текстура которых ясно указывает на некоторое течение еще жидкого расплава уже после падения их на землю. Лавовые «лепешки» образуют панцирь толщиной в 0,5—1,5 м на слое рыхлых продуктов извержений и предохраняют их от размывания.

Наблюдаемое положение лавовых выплесков относительно жерла вулкана позволяет рассчитать максимальную высоту подъема лавовых струй (300—350 м над жерлом), начальную скорость выбросов (90—100 м/сек), давление в жерле (120—150 атм) и минимальную глубину очага взрывов (400—450 м).

Последняя из этих цифр особенно интересна, так как она отвечает превышению жерла вулкана над дном долины Мошни<sup>2</sup> и, таким образом, отмечает единство уровня лавовых потоков, закупоривших подводящие каналы на дне долины и очага взрывов вулкана.

Вслед за мощными эксплозиями начальной стадии в извержениях Анъюйского вулкана появляются лавы. Разрез вулканического конуса

<sup>1</sup> Совершенно аналогичная последовательность развития вулканических явлений описана В. И. Влодавцем из Даригангской области Монголии (1955).

<sup>2</sup> Отметка жерла — 960 м, устья притока, в вершине которого находится вулкан, — 515 м над уровнем моря.



Фиг. 3. Аэрофотоснимок лавового потока Анкюйского вулкана.

В левой части снимка — конечные, сверху справа — боковые гряды глыбовых лав. На поверхности потока видно хаотическое, но преимущественно поперечное по отношению к долине расположение валов коробления. Слева от конечной глыбовой гряды — лавы трещинного потока с продольными по отношению к долине валами коробления. У озера в верхней части снимка паразитический лавовый конус с небольшим потоком. Масштаб приблизительно 1 : 25 000.

и головной части серии потоков показывает, что общее количество эффузивных фаз исчисляется несколькими десятками. Однако все эти фазы, кроме последней, давали лишь небольшое количество лавового материала. Максимальная длина лавовых потоков ранних стадий не достигала 0,5 км. В то же время последняя фаза деятельности вулкана сопровождалась очень крупным излиянием лав, образовавшим поток длиной в 16 км при ширине до 2 км и средней мощности около 20 м. В начале поток состоит преимущественно из занозистых лав типа «аа», сменяющихся далее волнистыми и глыбовыми лавами. Распределение в этом потоке лав различных структурных типов определенно указывает на зависимость от причин, связанных с механизмом движения и отчасти с содержанием в лаве летучих. Глыбовые лавы, как правило, окаймляют границы потока.

Характерным морфологическим элементом потока являются многочисленные валы, связанные с короблением поверхности движущейся лавы.

В отличие от валов коробления, развивающихся на поверхности трещинного потока, они имеют меньшие размеры и протягиваются не вдоль, а поперек долины Мошни. Последнее обстоятельство связано с продольным относительно долины направлением движения лав центрального извержения и преимущественно поперечным (от правого склона к левому) движением лав трещинного потока. Некоторые участки потока, излившись в последнюю фазу извержения вулкана, характеризуются совершенно беспорядочным расположением коротких валов коробления. Такая картина особенно типична для конца потока, где он широко разливается при выходе долины из ее троговой части (фиг. 3).

Ровная поверхность потока нарушается также изометрическими куполообразными лавовыми вздутиями диаметром до 20 и высотой до 3—5 м. Сводовая часть вздутий обычно разрушена.

Близ конца потока центрального извержения поднимается особенно крупное лавовое вздутие, имеющее уже характер небольшого эруптивного центра. Это низко усеченный конус с почти правильным треугольным основанием и неглубокой кратерообразной впадиной на вершине. Высота конуса достигает 20 м. На запад и юг от него тянутся короткие лавовые потоки.

Объем излившихся из вулкана лав, при занимаемой ими площади в 24 км<sup>2</sup> и средней мощности 15—20 м, можно оценить приблизительно в 0,3—0,5 км<sup>3</sup>. Можно считать, что общий объем изверженных Анюйским вулканом жидких и рыхлых продуктов не должен серьезно отразиться на порядке этих цифр. Так, объем самого вулканического конуса, равный всего 0,01 км<sup>3</sup>, в очень слабой степени изменяет получаемые результаты.

Если вспомнить, что двухгодичное извержение Ключевского вулкана (1937—1938 гг.) дало 0,4—0,5 км<sup>3</sup> (Влодавец, 1949; Меньяйлов, 1947), а годовая активность кратера Билюкай — 0,265 м<sup>3</sup> (Набоко, 1947) жидких и рыхлых продуктов, станет ясно, что, несмотря на малые размеры Анюйского вулкана, количество изверженного им магматического материала является относительно очень большим. При этом, независимо от преобладания рыхлых масс в строении конуса и явно эксплозивный характер первых фаз извержений, главная роль в деятельности вулкана принадлежит все же эффузиям последней фазы. Эффузивный индекс, выражающий отношение между общим количеством изверженного материала и объемом лав, в данном случае может быть оценен в 90—95%.

Как по петрографическим особенностям, так и по своему химизму лавы ранних извержений заметно отличаются от лав, изливавшихся в конечную фазу деятельности вулкана. Лавы, появившиеся вслед за мощными эксплозиями, которыми ознаменовалось возникновение центрального вулканического аппарата, характеризуются почти исключительно красным, либо бурым цветом, чрезвычайно высокой пористостью (до 60—70%) и стекловатым строением. Они либо полностью лишены кристаллических элементов, либо заключают редкие раздробленные и резорбированные вкрапления оливина (Fa<sub>12</sub>), неопределимые кристаллиты и тончайшую гематитовую пыль. В серых разностях гематит сменяется магнетитом. По своему химизму лавы этой стадии отвечают щелочным андезитобазальтам.

Лавы главного потока, завершавшего деятельность Анюйского вулкана, имеют черную окраску и состав, уже отвечающий базальтовым нормам. Верхняя часть потока, обязанная последним порциям изливавшихся расплавов, является наиболее основной. Таким образом, весь вулканический цикл в долине Мошни, начавшийся с трещинных излияний и завершившийся извержениями центрального аппарата со все увеличивающейся основностью расплавов, представляет хороший пример дифференциации в питающем очаге.

Петрографические особенности лав позднего потока в значительной степени повторяют черты, уже отмеченные для трещинных лав долины Монни.

#### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА В ДОЛИНЕ МОННИ И НА ДРУГИХ ТЕРРИТОРИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Широтные разрывы, послужившие непосредственной причиной трахи-базальтовых излияний в долине Монни, подчинены общему структурному плану, в котором происходило развитие района Южного и Северного Анюйских хребтов. Приблизительно широтным является здесь направление складчатости, основных орографических элементов, крупнейших речных долин и тектонических разломов. Существенную роль в формировании структурных особенностей северо-восточного Приколымья имели, кроме того, поперечные к этому основному направлению разрывы. С ними генетически связаны цепочки некоторых интрузий, линии ограничений отдельных приподнятых или опущенных блоков и, наконец, поперечные долины ряда рек.

Наглядным примером сочетания субширотных и субмеридиональных разрывов новейшего происхождения является долина Монни, в которой первые из них послужили каналами для трещинных извержений, а со вторыми было связано появление вулкана. Более древнее происхождение имеет такая же ромбоидальная сетка разрывов, к которой в Северном Анюйском хребте (верховья р. Погынден) приурочен крупный блок архейских пород, приподнятый и зажатый среди мезозойских геосинклинальных отложений (М. В. Гусаров).

Близкое к широтному генеральное направление складчатых и дизъюнктивных структур в области Анюйских хребтов достаточно отчетливо согласуется с северным ограничением одного из важнейших геотектонических элементов северо-восточной Азии — Омолонской докембрийской глыбы. Вряд ли, однако, только направляющее влияние жесткой Омолонской глыбы могло быть причиной ориентированности многих структурных элементов всего северо-восточного Приколымья вплоть до побережья Восточно-Сибирского моря и далее — вплоть до о-ва Врангеля. Другую причину, способную влиять на их направление, можно видеть в «Гиперборейском щите» Н. С. Шатского (1935), идея которого, поддерживаемая А. Д. Архангельским (1937), С. В. Обручевым (1936, 1938) и др., нашла подтверждение в новых данных магнитометрической съемки, доказавшей существование огромной области спокойного магнитного поля, протягивающейся за материковым склоном от Новосибирских островов до мыса Барроу на Аляске (В. Я. Токарев). Южная граница этого платформенного участка также имеет направление, близкое к широтному, и, таким образом, вместе с северной границей Омолонской глыбы может влиять на структурное развитие в области Анюйских хребтов. Последние представляют собой молодое горстообразное поднятие блокового строения, ограниченное с запада и востока четвертичными опусканиями Колымо-Инди-гирской низменности и Чаунской губы (Обручев, 1938), с севера таким же молодым опусканием Восточно-Сибирского моря (Сакс, 1952), а с юга системой блоков докембрийской Омолонской глыбы. Врезанные не менее чем на 100 м эпигенетические долины отмечают крупные молодые поднятия в бассейнах обоих Анюев (Вакар, 1937; Р. Р. Зиверт; Е. П. Тараканов).

Таким образом, обстоятельства, предопределившие вспышку молодого четвертичного вулканизма в долине Монни, связаны с длительным структурным развитием области северо-восточного Приколымья, завершившим-

ся в послеледниковое время крупнейшими дифференциальными перемещениями блоковых масс, подновлением тектонических разломов и излияниями щелочной базальтовой магмы.

Проявления четвертичного вулканизма известны на северо-востоке СССР, кроме долины Монни, в бассейне Момы<sup>1</sup> (Васьковский, 1949) и в северной части полуострова Тайгонос (Р. Е. Черняк). Кроме того, вулканические пеплы, связанные с еще не установленным источником извержений, образуют небольшие покровы под растительным слоем в районе г. Магадана (Устиев, 1941, 1949). Предположительно четвертичные лавы описаны в бассейне Малого Анюя (Вакар, 1937), и, наконец, четвертичной же считается большая, по-видимому кратерная, воронка озера Эльгытхын в Анадырском вулканическом нагорье (С. В. Обручев, 1936, 1938).

Все эти проявления четвертичного вулканизма территориально связаны с границами некоторых важнейших тектонических областей северо-восточной Азии (фиг. 4).

В частности, вулканические проявления в районе Магадана, п-ова Тайгонос и Анадырского вулканического плато приурочены к разрывам в пределах Охотского тектономагматического пояса, связывающего мезозойскую (Яно-Колымско-Чукотскую) и кайнозойскую (Охотско-Ниппонскую) геосинклинальные области (Устиев, 1949).

Тектонические разрывы протягиваются здесь преимущественно параллельно границе между двумя разновозрастными геосинклиналями, но отчасти направлены под более или менее крутыми к ней углами. Молодые вулканические проявления Анюйских хребтов располагаются как раз на продолжении зон разрывов, отходящих на запад и северо-запад от Охотского пояса. Таким образом, они обнаруживают двойную структурную зависимость — контролирующие их разрывы можно рассматривать как в качестве ограничения Омолонской докембрийской глыбы, так и в качестве структурного элемента, сопряженного с тектоническим развитием Охотского пояса.

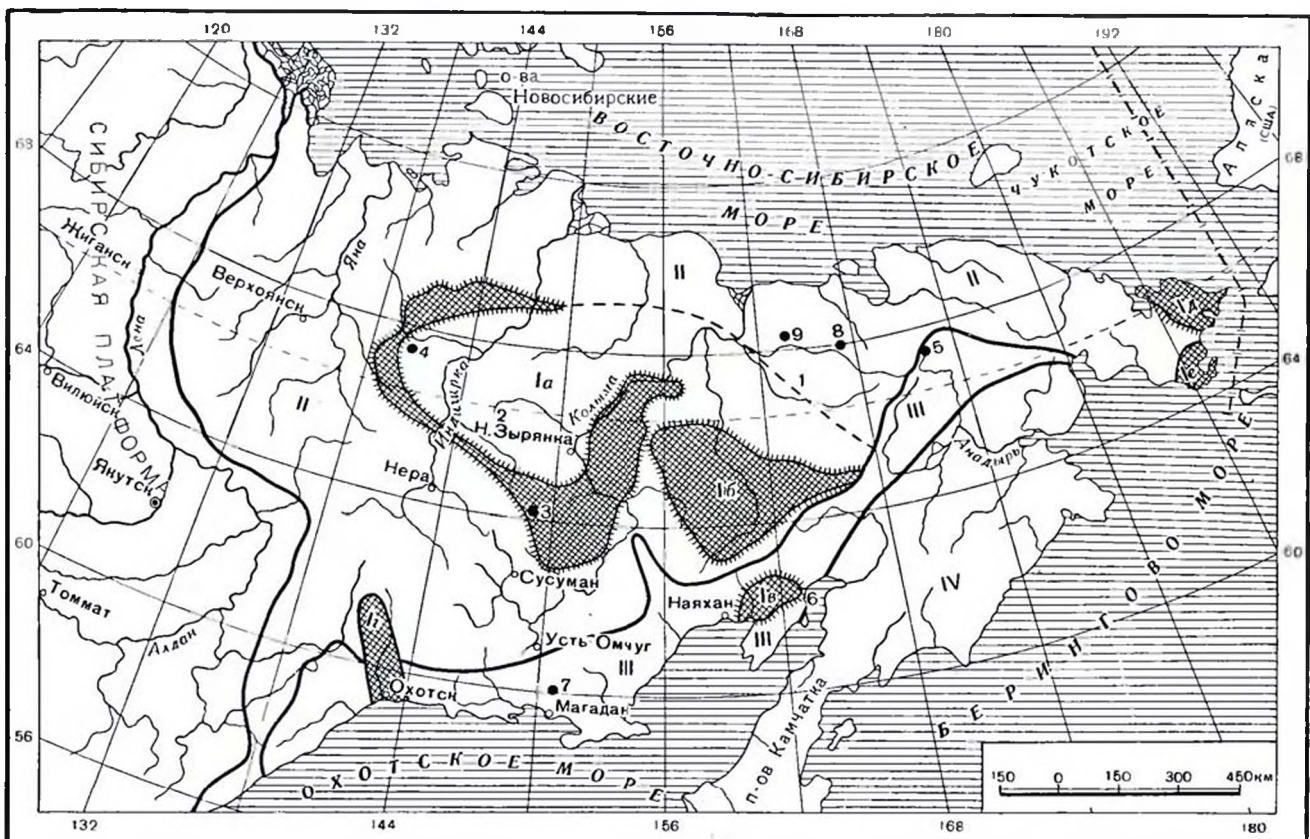
Четвертичные вулканические аппараты бассейна Момы связаны с поясом глубинных разломов у западной границы одного из основных геотектонических элементов северо-востока СССР — Колымского срединного массива. Подобное же тектоническое положение характеризует молодые лавы Тайгоноса, располагающиеся у южного ограничения Омолонской жесткой глыбы, которая может рассматриваться в качестве южного выступа срединного массива.

Таким образом, вулканизм Тайгоноса, так же как и вулканизм Анюйского хребта, можно связывать с разрывами, возникавшими у границ древнего блока и в то же время сопряженными с разрывами в пределах мобильного Охотского пояса.

Структурные условия, с которыми связаны известные до сих пор проявления четвертичного вулканизма на северо-востоке Азии, имеют одну общую особенность — во всех случаях эти проявления обязаны новейшим движениям в длительно существовавших мобильных зонах. Главное значение при этом имели движения на периферии Колымского срединного массива (в качестве части которого можно рассматривать и древнюю Омолонскую глыбу) и на границе двух разновременных геосинклиналей.

Необходимо сказать, что зона разломов у границ Колымского срединного массива и Охотская зона, связывающая Яно-Колымско-Чукотскую и Охотско-Ниппонскую геосинклинали, являются местами наибольшей

<sup>1</sup> Правый приток Индигирки, на котором открыто три небольших вулканических аппарата, прорвавших четвертичную террасу. Один из них описан под именем Балагап-Тага А. П. Васьковским (1949).



Фиг. 4. Схема распространения четвертичных вулканических проявлений на территории северо-востока СССР.

Ia — Колымский срединный массив. Северная граница проведена пунктиром; Ib — Омилонная глыба; Ic — Тайгонская глыба; Id — Охотская глыба; Ie — Северо-Чукотская глыба; If — Южно-Чукотская глыба (штрихами оговорены области с устойчивой тенденцией к поднятию в четвертичное время). II — мезозойская геосинклинальная область. III — охотский тектономагматический пояс — пограничная область между двумя разновременными геосинклиналями IV — кайнозойская геосинклинальная область. 1 — Алюйский вулкан; 2 — группа Момских вулканических аппаратов; 3 — базальты р. Пр. Ясачной; 4 — предполагаемое местонахождение Зашиверского вулкана; 5 — взрывозонная воронка о. Эльгытхыл; 6 — базальты п-ва Тайгюв; 7 — вулканические пещеры в районе г. Магадана; 8—9 — четвертичные лавы бассейна М. Аюя.

магматической активности в течение всего мезозоя и кайнозоя <sup>1</sup>. Четвертичный вулканизм служит здесь лишь последним отголоском некогда значительно более интенсивного магматизма.

Геологические исследования последних лет свидетельствуют о крупном масштабе тектонических движений, охвативших северо-восточную Азию в четвертичное время и несомненно сопряженных с рассматриваемыми вулканическими проявлениями. Выше уже упоминалось о молодых горстообразных поднятиях в пределах Анюйских хребтов, с которыми сочетаются такие же молодые опускания на территории Чаунской губы и Колымо-Индигирской низменности. В крупном плане вообще большие по масштабу блоковые поднятия, характеризующие континентальную часть северо-восточной Азии, сопряжены с такими же крупными опусканиями на территории окраинных морей. Подводные долины ряда больших рек, наблюдаемые на дне Охотского (Линдберг, 1946), Восточно-Сибирского и Чукотского морей, так же как и характерные для этих морей донные ледниковые отложения (Безруков и Удинцев, 1953), указывают на послеледниковое их происхождение. Областью больших послеледниковых опусканий является и северная часть Берингова моря вместе с Беринговым проливом. Зоны активных тектонических разрывов на границе особенно крупных перемещающихся масс естественно представляли наиболее благоприятные условия для развития позднечетвертичных вулканических явлений.

#### Химизм позднечетвертичных лав долины Монни

Имеющиеся к настоящему времени материалы по химизму четвертичных вулканических пород северо-востока СССР сведены в табл. 1. Первые шесть анализов принадлежат лавам Монни; кроме того, приведен анализ лавы вулкана Балаган-Тас (А. П. Васильковский, 1949) из долины р. Момы [4 — лава третичного потока; 40 и 41 — лавы ранней фазы извержения Анюйского вулкана (40 — красная, 41 — серая лавы), 53, 51 и 28 — лавы поздней стадии извержения Анюйского вулкана (53 — нижний слой, 51 — средний слой, 28 — верхний слой главного лавового потока); 7 — лава вулкана Балаган-Тас].

Табл. 2 дает числовые характеристики тех же лав, вычисленные по методу А. Н. Заварицкого. В целях корреляции далее приводятся числовые характеристики: *Б* — среднего базальта; *Тб* — среднего трахибазальта; *Т* — среднего тефрита; *И* — среднего базальта Японских вулканов; *ИИ* — среднего андезитобазальта Японских вулканов; *ИИИ* — среднего андезита Японских вулканов; *И<sub>1</sub>* — базальта Ключевского вулкана; *ИИ<sub>1</sub>* — базальта Ключевского вулкана; *ИИИ<sub>1</sub>* — андезитобазальта Ключевского вулкана; *ИВ'* — андезита вулкана Швелуч; *И''* — среднего базальтового трахибазальта восточноазиатской провинции; *ИИ''* — среднего андезитобазальтового трахибазальта восточноазиатской провинции; *ИИИ''* — среднего трахиандезита восточноазиатской провинции (А. Н. Заварицкий, 1950).

Сопоставление данных обеих таблиц позволяет видеть, что все анализируемые до сих пор четвертичные лавы северо-восточной Азии относятся к базальтоидам, отличаясь, однако, от средних базальтов заметно более высокой щелочностью. По относительному содержанию кремнезема

<sup>1</sup> Со структурами, ограничивающими срединную массу, связано 30—40% всех магматических пород, распространенных на территории мезозойской геосинклинали, и 8—10% от общей площади, занимаемой ими на северо-востоке СССР. Еще более разительны цифры, характеризующие их распространение в пределах Охотского пояса, к которому приурочено 65,2% всей площади магматических пород на северо-востоке СССР (М. С. Венчугова, 1954).

Таблица 1

## Химический состав лав

Окислы	Номера образцов						
	4	40	41	53	51	28	7
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52,27	53,60	54,00	52,83	50,10	49,30	46,36
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,67	1,49	1,60	1,58	2,00	2,22	2,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,56	15,55	15,14	15,53	15,15	15,40	16,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,62	5,26	1,72	1,88	0,84	1,44	9,78
FeO . . . . .	8,05	4,62	8,05	7,26	9,91	8,71	0,68
MnO . . . . .	0,12	0,13	0,14	0,14	0,18	0,16	0,02
MgO . . . . .	6,48	5,91	5,89	6,56	7,07	7,18	7,00
CaO . . . . .	8,03	7,20	7,48	7,20	7,43	8,35	8,68
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,60	3,50	3,71	3,66	3,66	3,70	3,56
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,87	1,46	1,39	2,06	2,37	2,54	1,89
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,13	0,60	0,21	0,29	0,46	0,36	2,60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,11	0,26	0,13	0,16	0,24	0,23	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,59	0,41	0,31	0,45	0,49	0,77	0,76
Сумма . . . . .	100,10	99,99	99,77	99,60	99,90	100,36	99,97

Аналитик Т. Л. Белопольская, а для анализа 7 аналитик не известен.

Таблица 2

## Числовые характеристики лав

№ образцов	a	c	b	s	Q	f'	m'	c'	n	φ
4	10,5	5,1	24,4	60,0	- 6,1	36,7	44,5	18,8	74,5	15,0
40	10,1	5,6	20,3	64,0	2,2	44,1	49,6	16,7	77,9	50,8
41	10,2	5,0	22,3	62,5	- 0,4	36,7	44,6	18,7	80,0	6,7
53	10,9	4,8	23,4	60,9	- 4,8	36,6	47,0	16,4	73,0	1,9
51	11,3	4,3	26,6	57,8	-11,3	38,0	31,8	30,2	70,0	6,7
28	11,7	4,3	27,0	57,0	-13,7	35,0	44,0	21,0	69,0	12,8
7	10,9	5,9	26,7	56,5	-14,9	35,0	46,0	19,0	74,0	87,1
Б	9,2	6,1	26,8	57,9	1,3	41,6	39,8	18,6	75,8	—
Т8	14,8	3,9	23,1	58,2	-17,2	42,4	33,1	24,5	68,2	—
Т	11,0	6,1	23,7	59,2	- 9,7	42,8	30,0	27,2	53,2	—
I	4,8	10,9	26,4	57,9	- 4,7	44,0	37,0	19,0	88,0	—
II	5,9	9,9	21,4	62,8	3,9	49,0	38,0	13,0	85,0	—
III	8,4	8,0	12,7	70,9	17,0	56,0	38,0	6,0	75,0	—
I'	5,3	7,1	30,1	57,5	- 2,7	29,0	52,0	19,0	80,0	—
II'	7,8	7,2	23,9	61,1	- 0,6	38,0	47,0	15,0	72,0	—
III'	9,4	7,1	19,5	64,0	2,1	41,0	46,0	13,0	81,0	—
IV'	10,6	6,3	16,3	66,8	6,1	39,0	43,0	18,0	80,0	—
I''	10,7	5,9	26,1	57,3	-12,7	39,0	39,0	22,0	71,0	—
II''	13,3	5,6	18,2	62,9	- 6,4	47,0	31,0	22,0	72,0	—
III''	18,3	3,8	9,2	68,7	- 3,0	61,0	26,0	13,0	62,0	—

они образуют непрерывный ряд от андезитобазальтов с повышенной щелочностью (ранние лавы Анжуйского вулканического конуса) до базальтов с повышенной щелочностью (все остальные лавы Монни). К последней группе относится и лава вулкана Балаган-Тас.

По своему химизму все эти породы занимают промежуточное положение между собственно базальтами, андезитобазальтами и трахибазальтами. Соответственно с этим, лавы конуса можно отнести к андезитобазальтовым трахибазальтам, а все остальные лавы Монни к базальтовым трахибазальтам.

Нужно сказать, что почти с равным основанием рассматриваемые породы могли бы по своему химизму именоваться тефритовыми базальтами и тефритовыми андезитобазальтами. Однако отсутствие фельдшпатов в молекулярном их составе позволяет предпочесть первый из номенклатурных вариантов. Относительно высокая щелочность сказывается лишь на нормативном составе лав Монни, для которого характерны заметные количества нормативного ортоклаза, а в двух случаях и нефелина (см. табл. 3).

Таблица 3

Норма	Номера образцов					
	4	40	41	53	51	28
Q	—	4,4	0,8	—	—	—
O	11,2	9,1	8,8	12,3	13,9	15,1
Ab	30,4	29,4	31,7	30,9	20,7	23,7
An	20,9	22,4	20,5	19,9	17,8	17,9
Ne	—	—	—	—	5,5	4,3
Wo	6,4	4,5	6,3	5,1	12,5	7,5
En	10,1	14,6	14,9	12,7	5,8	4,4
Fs	6,9	6,1	11,9	7,4	6,6	2,8
Fo	4,2	—	—	2,6	4,8	9,6
Fa	3,1	—	—	1,7	6,1	6,8
Mt	2,3	—	0,9	2,9	1,2	1,4
Hm	—	5,4	—	—	—	—
Jl	3,2	3,0	3,5	3,1	3,8	4,3
Ap	1,3	1,1	0,7	1,4	1,3	2,0

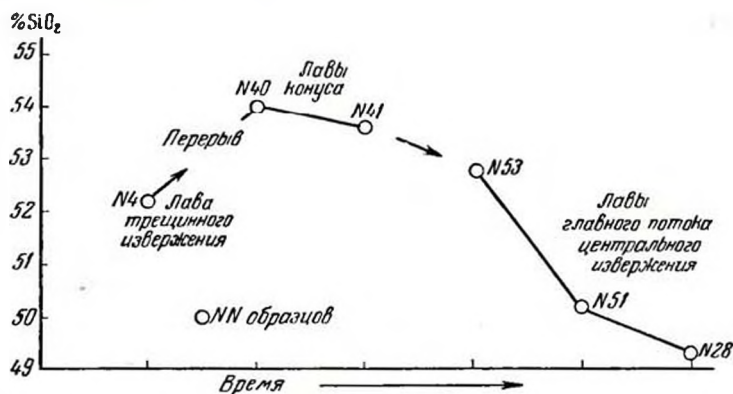
Приведенные данные позволяют наметить общее направление эволюции состава расплавов, по мере развития вулканических явлений в долине Монни.

Лавы наиболее раннего происхождения представлены анализом базальтового трахибазальта (обр. № 4) из трещинного потока. Следующая фаза, ознаменовавшаяся закупоркой трещинных каналов, прорывом магмы в новом месте, формированием вулканического конуса и первыми пароксизмами излияний лавы, представлена двумя анализами андезитобазальтовых трахибазальтов (обр. № 40 и 41). Поздняя фаза вулканизма иллюстрируется тремя анализами базальтовых трахибазальтов последнего потока центрального извержения (обр. № 53, 51, 28). Так как обр. № 53 взят у основания этого мощного потока, № 51 — в его средней части, а № 28 — у самой поверхности, соответствующие анализы позволяют видеть отчетливую базификацию последовательно изливавшихся во время извержения порций расплава.

Подобный характер эволюции химизма расплавов лишний раз подтверждает существование геологически устанавливаемого перерыва между трещинным и центральным извержениями. Перерыв был, очевидно, достаточен для того, чтобы дифференциация в верхней части подводящего канала дошла до стадии андезитобазальтов. Дальнейшее развитие извержений, сопровождавшееся исчерпанием слоя относительно кислой магмы, привело к появлению базальтовых расплавов с последовательно увеличивающейся основностью (фиг. 5).

Аналогичная картина эволюции состава лав наблюдалась во время недавнего извержения (20 марта 1947 г.) Геклы. Это извержение, проис-

шедшее после столетнего перерыва в деятельности вулкана, началось с выбросов дацитового пенла и пемзы. Вслед за тем излились лавы более основного состава, вскоре сменившиеся базальтами характерного для Геклы типа (А. Н. Заварицкий, 1952). В данном случае столетнего перерыва оказалось достаточно для того, чтобы дифференциация продвинула состав расплава от базальта к дациту. Можно думать, что изменение состава магмы в верхнем слое подводящего канала от базальта до андезитобазальта должно было бы потребовать относительно небольшого перерыва между извержениями.



Фиг. 5. Диаграмма эволюции содержания  $\text{SiO}_2$  в лавах долины Моэни.

Приведенная выше таблица, в которой сведены числовые характеристики четвертичных лав северо-востока СССР и некоторых других естественных петрографических ассоциаций, типичных для молодого вулканизма Тихоокеанского бассейна, позволяет сделать выводы, касающиеся их взаимных отношений.

Как известно, в пределах последнего ясно намечаются два типа ассоциаций. Первый из них включает лавы периферической части Тихого океана, характеризуемые ясно выраженной щелочноземельностью. Примером этой петрографической ассоциации являются современные лавы Камчатки, Курильских, Алеутских островов и Японии, уже давно получивших название «тихоокеанских» пород. Вторая петрографическая ассоциация определяется лавами вулканических островов Тихого океана (за пределами «андезитовой линии»), характеризуемыми относительно высокой щелочностью. Типичным примером являются лавы Гавайских вулканов с составом, варьирующим от пикритовых базальтов через базальты к нефелиновым базанитам и трахитам.

В последнее время Кото, Томита и вслед за ними А. Н. Заварицкий (1939, 1950) предложили выделять «восточноазиатскую провинцию» четвертичных щелочных базальтоидных пород, связанных с вулканами, располагавшимися впереди горных цепей у Японского моря, в Маньчжурии, Монголии и северо-восточном Китае. Состав лав этой провинции варьирует от лимбургитовых базанитов и базальтовых трахибазальтов до трахитов и комендитов<sup>1</sup>.

Подобное распределение петрографических ассоциаций дает основание полагать, что щелочно-известковый «тихоокеанский» вулканизм связан с орогеническими зонами, опоясывающими Тихий океан, а щелочной —

<sup>1</sup> Недавно Г. М. Галесвой (1955) описан новый интересный пример четвертичных вулканов со щелочными базальтоидными лавами (шихлунитами) из Куэнь-Луня в северо-западном Тибете.

с вулканическими островами океана и континентальными территориями восточной Азии. Именно эта последняя формация и выделяется Томита и Заварицким в качестве «восточноазиатского» четвертичного вулканического комплекса, характерного для «форландов складчатых цепей Тихоокеанского пояса».

Уточнить положение четвертичных лав северо-востока СССР среди этих петрографических ассоциаций помогает следующая вариационная диаграмма химических составов типичных для них пород<sup>1</sup>. На диаграмме нанесены векторы, отражающие составы четвертичных лав Японии (*I—III*), Камчатки (*I'—IV'*), восточноазиатской провинции (*I''—III''*) и северо-востока СССР (фиг. 6).

Прежде всего бросается в глаза ясное отличие типичных «тихоокеанских» лавовых формаций Японии и Камчатки от заметно более щелочных комплексов восточноазиатской провинции. При этом, большая часть векторов, отображающих химизм лав Монни и Балаган-Таса, попадает в поле пород восточноазиатской провинции, перекрывая соответствующую вариационную кривую. Некоторые из векторов отходят от этой последней, занимая промежуточное положение между нею и вариационной кривой, характеризующей щелочно-известковые лавы Камчатки. В частности, роль такого связующего звена между ассоциациями различных типов играют андезитобазальтовые трахибазальты Анжуйского конуса. Ни в одном из случаев, однако, составы лав Монни и Балаган-Таса не достигают границ такой характерной «тихоокеанской» ассоциации, как лавы Камчатки.

Таким образом, все анализированные до сих пор четвертичные лавы северо-восточной Азии необходимо включать в восточноазиатскую петрографическую ассоциацию, хотя дифференциация и не заходит ни в одном из известных случаев так далеко, как, например, в лавах Монголии и Маньчжурии.

Последнее обстоятельство может быть связано с рядом причин. Можно думать, что одна из таких причин заключается в относительной кратковременности вулканических явлений в долине Монни, прерванных на ранних этапах эволюции. Некоторые отмеченные выше признаки свидетельствуют о малых перерывах между различными фазами извержений как трещинного, так и центрального характера. Еще более кратковременным было, по-видимому, существование вулкана Балаган-Тас, которое свелось лишь к однократной вспышке (А. П. Васильковский, 1949).

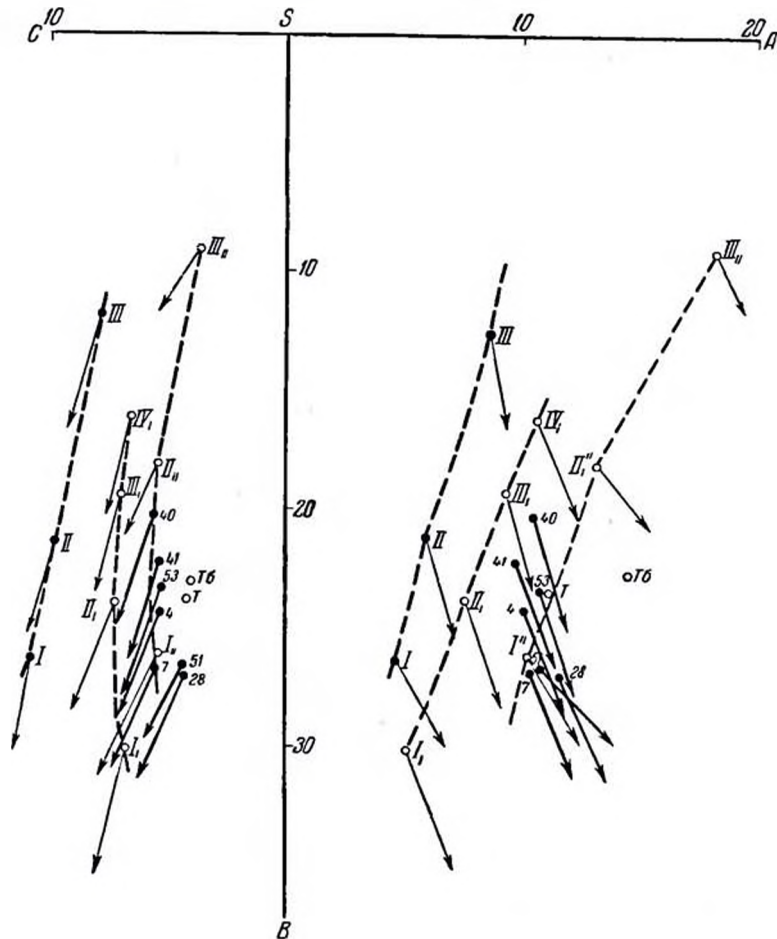
Однако на территории северо-востока СССР известны, хотя еще недостаточно изучены, вулканические комплексы «восточноазиатского» типа, характеризующиеся полной серией дифференциатов. Ю. А. Билибиним (1946) в районе Омолонской докембрийской глыбы, а также в Алданском районе Восточно-Сибирской платформы описан третичный базальтоидный комплекс, начинающийся кринанитами и трахи(олеритами и заканчивающийся лейцитовыми базальтами, фонолитами и т. д.

Оценить относительную длительность эволюции базальтоидных комплексов в этих четырех районах из-за недостатка геологических данных невозможно. Вместе с тем, нельзя не обратить внимания на существенную разницу в геологических условиях, которые характеризуют их развитие. Четвертичные лавы долин Монни и Момы (Балаган-Тас) связаны с тектоническими разрывами у границ жестких структур (Омолонской глыбы и срединного массива), в то время как третичные лавы Омолонского и Алданского районов приурочены к самим жестким структурам. В связи с этим становится возможным предположение, согласно которому щелочные базальтоидные комплексы «восточноазиатского» типа, развивающиеся

<sup>1</sup> Составлена по числовым характеристикам из приведенной выше таблицы.

в условиях жестких тектонических структур, характеризуются полным циклом дифференциации, в то время как те же комплексы, но в условиях большей тектонической подвижности, могут отличаться менее далеко зашедшей эволюцией.

Такое предположение хорошо увязывается с давно известными — щелочными — особенностями «платформенного» и «глыбового» магматизма.



Фиг. 6. Диаграмма химических составов лав долины Монни и некоторых близких петрографических ассоциаций Тихоокеанского бассейна.

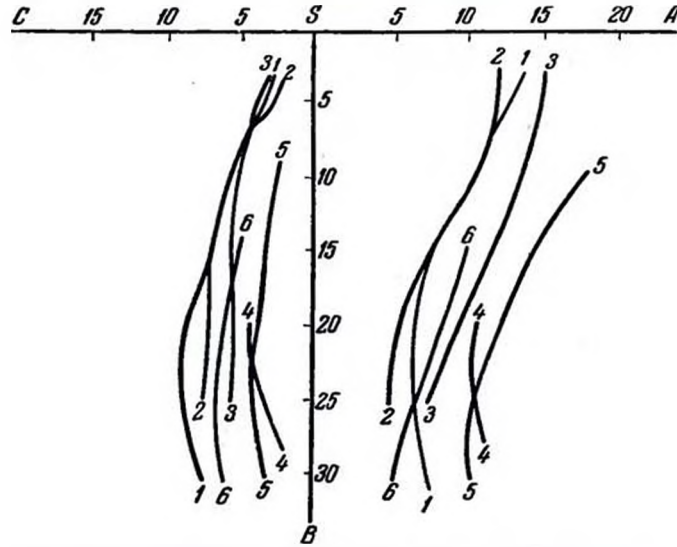
Жирные векторы — лавы долины Монни; I—III — четвертичные лавы Японии; I'—IV' — четвертичные лавы Камчатки; I''—III'' — четвертичные лавы восточноазиатской провинции; T6 — средний трахивальт; T — средний тефрит.

Для того чтобы установить генетические связи четвертичных лав северо-восточной Азии и, таким образом, подойти к решению проблемы происхождения щелочных вулканических комплексов восточноазиатской провинции, необходимо рассмотреть еще одну вариационную диаграмму (фиг. 7). На ней сведены обобщенные вариационные кривые, изображающие положение осей рою векторов для: 1—верхнеюрских—нижнемеловых, 2—верхнемеловых, 3 — третичных и 4 — четвертичных эффузивов северо-востока СССР. Кроме того, для сопоставления приведены кривые,

отвечающие лавам Камчатки (в качестве примера «тихоокеанской» ассоциации) и восточноазиатской провинции (фиг. 7).

Прежде всего, следует отметить почти полное совпадение вариационных кривых, характеризующих химизм верхнеюрских — нижнемеловых и верхнемеловых эффузивов. Обе кривые ясно ложатся в поле «тихоокеанского» типа.

Наряду с этим, вариационная кривая третичных эффузивов (А. М. Демин и И. М. Сперанская, 1951) проходит на диаграмме несколько правее как первых двух кривых, так и кривой камчатских лав. Наконец, химизм



Фиг. 7. Вариационная диаграмма химизма мезокайнозойских вулканических формаций северо-востока СССР. Для сопоставления приведены кривые химизма лав Камчатки (6) и восточноазиатской провинции (5).

1 — верхнеюрские-нижнемеловые эффузивы; 2 — верхнемеловые эффузивы; 3 — третичные эффузивы; 4 — эффузивы долины Монни и Балаган Таса.

четвертичных лав отображен вариационной кривой, занимающей крайнее правое положение на обеих проекциях диаграммы и частично пересекающей поле щелочных базальтоидных пород восточноазиатской провинции.

Таким образом, общая эволюция химизма эффузивных комплексов северо-восточной Азии определенно идет от магм щелочно-известковых (тихоокеанских) к магмам щелочным (восточноазиатским).

Дальнейший анализ должен идти по пути установления зависимости между химизмом этих петрографических формаций и характером, а также временем сопряженных с ними тектонических движений. Щелочно-известковый химизм верхнеюрского, нижнемелового и верхнемелового вулканизма северо-востока СССР увязывается во времени с верхнемезозойскими складкообразовательными тектоническими движениями, охватившими всю периферию Тихого океана.

К началу третичного времени мезозойские геосинклинали Тихоокеанского пояса в основном закончили свое развитие, дав начало относительно жестким стабилизированным складчатым областям. В конце мезозоя же, на месте современных островных Тихоокеанских дуг, были заложены новые геосинклинали, эволюция которых вновь сопровождалась щелочно-известковым вулканизмом. Примером последнего могут являться третич-

ные лавы Камчатки и Японии. В то же время в областях завершенной (Ю. М. Шейнманн, 1955) мезозойской складчатости, развивавшихся в кайнозойе уже по платформенному типу, появились магмы с более ясно выраженным щелочным химизмом. Примером этой формации являются третичные лавы северо-восточной Азии, изливавшиеся в связи с блоковыми тектоническими движениями в областях консолидированных мезозойской складчатостью.

В постплиоцене, в связи с замыканием кайнозойских геосинклиналей восточноазиатского пояса (Тихоокеанские дуги), вулканизм щелочно-известкового характера смещается еще ближе к Тихому океану и развивается преимущественно на внешней стороне Тихоокеанских дуг (современные лавы Камчатки).

Между тем, на континенте, в связи с продолжающимися блоковыми движениями, развивается новая фаза вулканизма с базальтоидными лавами еще более щелочного состава, чем в третичное время<sup>1</sup>. Именно к этой формации относятся лавы долины Монни, Балаган-Таса, Маньчжурии, Монголии или, иначе говоря, лавы восточноазиатской провинции.

Таким образом, намечается определенная связь между составом петрографических ассоциаций и характером тектонических движений.

Складкообразовательные тектонические движения в геосинклинальных областях сопровождаются магмами со щелочно-известковым химизмом. Разрывным движениям в областях с завершенной складчатостью отвечают магмы с последовательно возрастающей щелочностью.

В связи с этим существенно иначе рисуется происхождение щелочных базальтоидных пород восточноазиатской провинции, чем это предполагали Томита и А. Н. Заварицкий, связывавшие их с форлапдами Тихоокеанских складчатых цепей. На самом деле, как было показано, их необходимо увязывать с характером и временем тектонических движений, а не с положением относительно зон складчатости.

Породы восточноазиатской провинции явно появляются в связи с дизъюнктивной тектоникой платформенного типа в поздние, послескладчатые, этапы развития восточной части Азиатского континента. При этом щелочной характер вулканических серий оказывается выраженным тем более отчетливо, чем выше относительная жесткость стабилизированных систем, иначе говоря, чем ближе к стадии платформенного состояния они находятся.

---

<sup>1</sup> При этом не имеются в виду третичные лавы на территориях древних жестких массивов.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. «Тр. XVII Междунар. геол. конгресса», т. 5, 1937.
- Безруков П. Л. и Удинцев Г. Б. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей. «Докл. АН СССР», т. XCI, № 2, 1953.
- Билибин Ю. А. Эволюция пироксенов в процессе кристаллизации щелочных магм. «Зап. Всес. минер. об-ва», № 3, 1946.
- Вакар В. А. Геологическое строение северо-восточного Приколымья. «Тр. Всес. аркт. ин-та», т. 90, 1937.
- Васильковский А. П. Четвертичный вулкан Балаган-Тас в верховьях р. Момы. «Тр. Лабор. вулканологии АН СССР», вып. 6, 1949.
- Вечугова М. С. Некоторые данные о распространении магматических пород на территории северо-востока СССР. Мат. по геол. сев.-вост. СССР, вып. 10, 1956.
- Веселовская М. М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. «Тр. ИГН АН СССР», петрогр. сер., вып. 86, 1950.
- Влодавец В. И. Исторический обзор эруптивной деятельности Ключевского вулкана. «Тр. Лабор. вулканологии АН СССР», вып. 6, 1949.
- Влодавец В. И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2, 1955.
- Гапеева Г. М. О четвертичном вулканизме Куэнь-Луия и северо-западного Тибета. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. II, 1955.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. 1936.
- Заварицкий А. Н. Вулканы окрестностей Мергэня и их лавы. Сб., посв. ак. В. А. Обручеву, т. 2, 1939.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., 1950.
- Заварицкий А. Н. Извержение вулкана Геклы. «Природа», № 4, 1952.
- Линдберг Г. Ч. Геоморфология дна окраинных морей Восточной Азии и распространение восточных рыб. «Изв. Всес. геогр. об-ва», № 3, 1946.
- Меняйлов А. А. Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. «Тр. Лабор. вулканологии АН СССР», вып. 4, 1947.
- Набоко С. И. Извержение Билукая — побочного кратера Ключевского вулкана. «Тр. Лабор. вулканологии АН СССР», вып. 5, 1947.
- Обручев С. В. Чукотская летняя экспедиция 1932—1933 гг. «Тр. Всес. аркт. ин-та», т. 54, 1936.
- Обручев С. В. Район Чаунской губы. «Тр. Всес. аркт. ин-та», т. 112, 1938.
- Сакс В. Н. Условия образования дольных осадков в арктических морях СССР. «Тр. Ин-та геол. Арктики», т. 35, 1952.
- Устиев Е. К. Вулканический пейзаж с р. Красавицы. Бюлл. журн. «Колыма», № 1, 1941.
- Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм северо-востока СССР. «Мат. по геол. сев.-вост. СССР», вып. 4, 1949.
- Устиев Е. К. Молодой вулканизм в бассейне Большого Анюя. «Колыма», № 12, 1953.
- Устиев Е. К. Современный вулканизм в глубине Азиатского материка. «Природа», № 11, 1955.
- Устиев Е. К. Некоторые особенности механизма происхождения пористости лав на примере позднечетвертичного трахибазальтового потока долины Монни. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 21, 1956.
- Шатский Н. С. О тектонике Арктики. «Тр. I Геол. конфер. Главсевморпути», т. 1, 1935.
- Шейнман Ю. М. Заметки к классификации структур материков. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1955.
- Barth T. F. W. Crystallization of pyroxene from basalt. «Am. Min.», v. 16, 1931.
- Bowen N. L. Melting phenomena of the plagioclase feldspars. «Am. J. Sci.», v. 35, 1913.
- Bowen N. L. The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic, and related magmas. «Am. J. Sci.», v. 40, 1915.
- Hess H. H. 1. Pyroxenes of common mafic magmas. Part 1. «Am. Min.», v. 23, № 9, 1941.
- Hess H. H. 2. Pyroxenes of common mafic magmas. Part 2. «Am. Min.», v. 26, № 10, 1941.
- Tsuboy S. On the course of crystallization of pyroxenes from rock magmas. «Jap. J. Geol. a. Geogr.», v. 10, 1932.
- Wager L. R. a. Deeg W. A. Petrology of the Skaergaard intrusion. «Medd. om Grönland», v. 105, 1940.