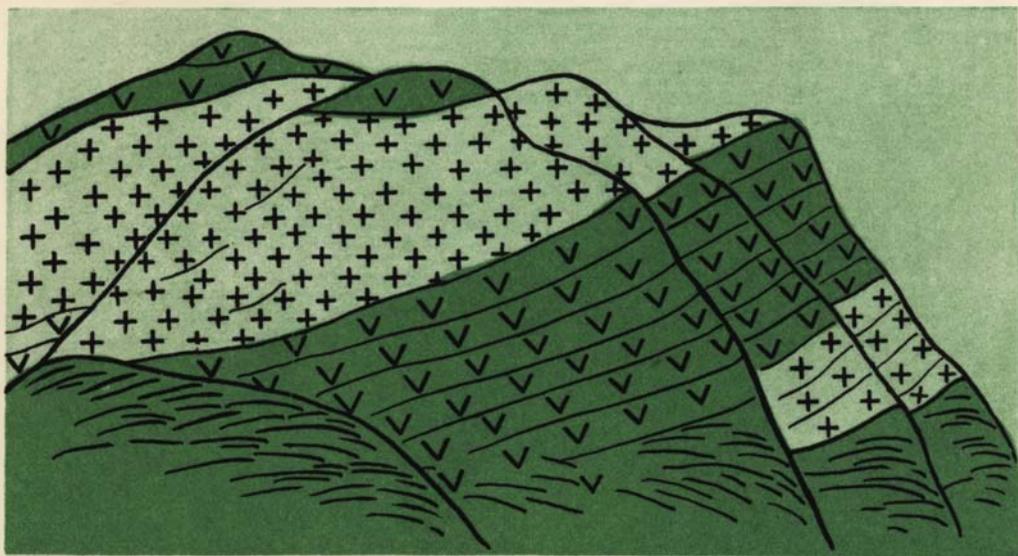


Т.В. МОЛЧАНОВА

МЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Т.В. МОЛЧАНОВА

МЕЗОЗОЙСКИЕ
ГРАНИТОИДЫ
СЕВЕРО-ЗАПАДА
ТИХООКЕАНСКОГО
ПОЯСА

(их тектоническое положение
и происхождение)

Труды, вып. 335



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1981

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

T. V. Molchanova

MESOZOIC GRANITOIDS
OF THE NORTH-WEST OF THE PACIFIC BELT
(their tectonic position and origin)

Transactions, vol. 335

М о л ч а н о в а Т.В. Мезозойские гранитоиды северо-запада Тихоокеанского пояса (их тектоническое положение и происхождение). М.: Наука, 1981 (Труды ГИН АН СССР, вып. 335).

В книге на основе обширного литературного материала, многолетних личных исследований автора и обработки большого количества химико-аналитических данных дается структурная, петрографическая и петрохимическая характеристика мезозойских гранитоидов ряда регионов северо-западной периферии Тихого океана. Дается сравнение вулканических и интрузивных пород Восточно-Азиатского пояса с неогеновыми породами Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и показывается, что в ранний период своего развития этот пояс представлял собой островную дугу, а в последующий — активную окраину мезозойского континента.

Для геологов, занимающихся вопросами связи магматизма и тектоники.

Табл. 27, ил. 33, библиогр.: с. 137–149 (406 назв.)

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

чл.-корр. АН СССР *Ю.М. Пушаровский*

Editorial Board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, V.A. Kracheninnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

Corresponding member of Acad. Sci. of the USSR
Yu. M. Puscharovsky

ВВЕДЕНИЕ

Среди магматических пород можно выделить две главные группы — основные и кислые, отличающиеся друг от друга содержанием кремнекислоты. Ранее отмечалось, что кислые породы залегают преимущественно в виде глубинных интрузивных тел, а основные дают покровы, образовавшиеся в результате излияний основной магмы на поверхность. Было также установлено, что главная масса кислых интрузивных пород сформировалась в протогее, тогда как в неогее их количество резко сократилось и уступило место вулканическим излияниям основного состава. Считалось, что под относительно тонкой коркой твердых пород (10–20 км), представленных осадочными образованиями и гранитными батолитами, существует горизонт жидкой базальтовой магмы, которая, изливаясь на поверхность, дает покровы основных вулканитов. Сложнее оказался вопрос об условиях возникновения крупных масс кислой магмы, дающих гранитные батолиты. Рассмотрением этого вопроса начиная с конца XIX — начала XX в. занимались крупные петрологи, выдвигавшие самые различные и нередко противоположные точки зрения.

Вопрос о путях формирования и источнике гранитных магм до настоящего времени все еще не получил полного разрешения и продолжает оставаться предметом дискуссий.

Автор настоящей работы, в течение ряда лет занимавшаяся изучением мезозойско-кайнозойских гранитоидов северо-западной периферии Тихоокеанского тектонического пояса, непосредственно столкнулась с этой проблемой. В результате изучения гранитоидов, размещенных в структурах различного типа с разным возрастом континентальной коры, было обнаружено поразительное сходство в формах залегания гранитных тел, петрографическом и петрохимическом составе слагающих их пород, а также установлена их тесная связь с разновозрастными и близкими им по составу вулканическими толщами. Такое сходство позволило предположить существование в мезозое-кайнозое на северо-западной периферии Тихого океана единообразных или близких условий формирования родоначальных гранитоидных расплавов, не зависящих от возраста, состава отложений и структур, в которых они размещались.

В работе раздельно для районов с разным возрастом континентальной коры дана краткая характеристика геологических условий нахождения гранитоидных массивов, петрографическая и петрохимическая характеристика слагающих их пород и близких им по возрасту вулканических толщ. Кроме того, основываясь на принципах актуализма, автором было проведено сравнение изученных гранитоидов с неогеновыми гранитоидами и вулканитами Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. В заключительной части кратко изложены результаты экспериментальных и общих петрологических исследований, проводившихся в нашей стране и за рубежом по вопросу о возможных путях генерации магм среднего и кислого состава. Учитывая все современные данные о тектоно-магматических условиях генерации магм, автором высказаны предположения о генезисе родоначальных расплавов, давших мезозойско-кайнозойские гранитоиды различных районов северо-западной периферии Тихоокеанского тектонического пояса.

Автор глубоко благодарна Ю.М. Пушаровскому, под руководством которого выполнялись исследования, и Е.М. Меланхолиной, в тесном контакте с которой проводилась вся работа.

ГЛАВА ПЕРВАЯ
К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ
НА СВЯЗЬ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА
С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ

Вопросы связи магматизма с тектоникой и генезиса родоначальных магм в той или иной степени затрагивались во все периоды развития геологической науки, и возникновение новой тектонической гипотезы отражалось в появлении соответствующих представлений о генезисе магматических пород. В конце XIX — начале XX в. считалось, что под силем мощностью 10–20 км, состоящим из осадочных пород и гранитных батолитов, находится слой жидкого базальта, который периодически прорывается в верхние горизонты и дает все многообразие магматических пород (монофилетический их генезис). Опубликованные в 1925 г. Б. Гутенбергом данные о кристаллическом состоянии базальтового слоя не изменили этих представлений, и лишь некоторые петрологи (например, Р. Дели) стали допускать, что базальт находится если не в жидком, то в стекловатом состоянии и легко может переходить в расплав.

Этого монофилетического взгляда на образование всего разнообразия магматических пород придерживались такие петрологи, как А. Харкер, И. Фогт, П. Нитгли, Н. Боуэн, отчасти Р. Дели и многие другие. Но среди них имелись существенные разногласия о путях преобразования базальтового расплава в расплавы иного состава. А. Харкер, И. Фогт и особенно Н. Боуэн главным или единственным процессом считали кристаллизационную дифференциацию. Подтверждением этому явились экспериментальные исследования Н. Боуэна по плавлению минеральной системы оливин — нефелин — кварц, при которых был выявлен широко известный реакционный ряд кристаллизации цветных минералов: оливин — ромбический пироксен — моноклиновый пироксен — роговая обманка — биотит (ряд Боуэна), послуживший основой для установления порядка кристаллизации пород.

Другие исследователи признавали важную роль магматической дифференциации в жидком состоянии в процессе дифференциации базальтового расплава (В. Бреггер, П. Нитгли, Р. Дели, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг), в результате которой материал вмещающих пород, попадающий в магматический расплав, неминуемо должен нарушать его равновесное состояние и вызывать дифференциацию (расщепление)¹.

Однако далеко не все петрологи придерживались монофилетического взгляда, считая, что базальтовый расплав не может дать всего разнообразия пород. Если путем кристаллизационной, магматической и ассимиляционной дифференциации из базальтового расплава и может быть получен расплав гранитного состава, то его количество не может превышать 10% от исходного базальта. Такое малое количество получающегося гранитного расплава требует допустить, что под крупными гранитными батолитами находятся огромные скопления базальтов, чего на самом деле не наблюдается. Это было главным аргументом признания существования самостоятельной гранитной магмы, т.е. бифилетической природы изверженных пород.

К числу сторонников бифилетического взгляда принадлежали Р. Дели (в отношении образования только докембрийских гранитов), П. Эскола, К. Фейнер и Ф.Ю. Левинсон-Лессинг. Последний являлся наиболее активным поборником бифилетических представлений в той острой дискуссии, которая шла в 20–40-е годы,

¹ Все петрологические представления того времени относились к процессам кристаллизации пород вблизи поверхности, т.е. в магматических очагах (камерах), которые теперь принято называть "промежуточными".

и посвятил доказательству существования самостоятельных очагов гранитной магмы большое число работ [Левинсон-Лессинг, 1949а,б,в, 1955 и др.], однако во всех этих работах практически не рассматривался вопрос о происхождении гранитной магмы. Он считал, что гранитный расплав может иметь как первично-магматическую, так и анатектическую (палингенную) природу, но что граниты всегда кристаллизовались из жидкого магматического расплава, т.е. существует самостоятельная гранитная магма. Этот бифилитический взгляд постепенно завоевал широкое признание, вытеснив представление о единой базальтовой магме, которое сохранилось лишь среди немногих ученых, главным образом петрологов-экспериментаторов запада.

В конце XIX – начале XX в. у некоторых ученых сложились представления о больших горизонтальных смещениях континентальных глыб, которые были сведены А. Вегенером в гипотезу о движении материков. Р. Дели счел эту гипотезу удовлетворяющей основным положениям петрогенезиса. Первоначальные его представления об условиях образования гранитных батолитов западных штатов США сводились к монофилитической точке зрения: крупные массы сиала, давшие гранитные батолиты, являются верхушками очень крупных абиссальных инъекций базальтов, отделившимися от них в результате гравитационной и кристаллизационной дифференциации. Однако под влиянием идей о больших горизонтальных перемещениях и в связи с обнаружением крупных разломов и пологих надвигов Р. Дели пришел к гипотезе "больших обрушений". Согласно этой гипотезе, горообразование вызывается вдавливанием и смятием фронтальной части горизонтально перемещающегося континентального блока, что вызывает его дробление и разрушение. Погружение на значительную глубину оторвавшихся крупных фрагментов блока сиала приводит к их плавлению и последующему поднятию более легких сиалических расплавов в верхние горизонты сквозь сиалитический слой. Таким путем создаются большие массы "вторичных" сиалических расплавов, образованию которых способствуют частичное плавление сиала (анатексис), газовый перенос из нижележащего базальта, инъекции базальтовой магмы по зонам раскола, сопровождаемые ее дифференциацией и ассимиляцией погружающихся обломков континентальных блоков. Только для древних протогранитов Р. Дели [1936] допускал существование первичной сиалической магмы, тогда как все послекембрийские граниты, по его представлениям, формировались по принципу большого обрушения. Следует отметить, что гипотеза больших обрушений, как и гипотеза дрейфа континентов Вегенера, не получила широкого признания и вскоре была оставлена.

М. Люжон [Lugeon, 1930] высказал идею, что при крупных горизонтальных перемещениях тектоническая (механическая) энергия превращается в тепловую, в результате чего в породах, подвергшихся дислокации, могут развиваться температуры, достаточные для плавления вещества и образования гранитных магм. Эта идея была поддержана В.И. Вернадским и некоторыми другими учеными, но многие исследователи (например, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг) решительно возражали против нее.

Геосинклиальная гипотеза, зародившаяся еще в XIX в., в первой половине XX в. получила широкое признание и продолжает развиваться до настоящего времени, конечно, испытывая серьезные изменения. По представлениям основоположников этой гипотезы Э. Ога, Э. Зюсса и др., возникновение гранитных магматических расплавов связано с накоплением в геосинклиальных прогибах осадков такой большой мощности, что их нижние слои, опускаясь под давлением вышележащих пород, достигали глубин, на которых могли происходить интенсивный метаморфизм и даже плавление с образованием анатектического расплава гранитного состава. Увлечение некоторых исследователей идеями метаморфизма привело их к созданию гипотезы ультраметаморфизма, согласно которой граниты образуются не из расплава, а путем метаморфических преобразований осадочных пород в твердом или пластичном состоянии – "кризис магмы"¹. Так, Х. Баклунд отождествлял понятия "магма" и "гранитизация" и счи-

¹ Детально этот вопрос рассмотрен в сводной работе М.М. Романовой [1977].

тал все граниты, в том числе и "первозданные", мигматизированными ультраметаморфическими породами осадочного происхождения. Ж. Седерхольм лишь для протогранитов признавал магматическое происхождение, но образование всех более молодых гранитов объяснял ультраметаморфизмом.

Другие исследователи, придерживаясь не столь крайних взглядов на происхождение гранитов, признавали возможность их двойкого генезиса: и магматическим, и метаморфическим путем. Так, Р. Термье, К. Вегман, Д. Рейнольдс, П. Нигтли, Дж. Рид и Ф.Ю. Левинсон-Лессинг различали гранитоподобные породы, получившиеся в результате процессов метаморфизма или метасоматоза, и собственно магматические граниты. Несмотря на тождество составов, они отличаются по формам залегания, наличию или отсутствию зон закалки в контакте с вмещающими породами, присутствию близких по составу и возрасту вулкани-тов и т. д. По мнению Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, даже при очень близком сходстве тех и других все же могут быть обнаружены хотя бы мелкие, тонкие особенности в петрографических структурах и химизме, указывающие на их магматическое или метаморфическое происхождение. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг признавал возможность образования гранитного расплава за счет осадочно-метаморфических комплексов, но при этом настаивал, что они должны перейти в результате плавления в жидкую фазу, из которой будет кристаллизоваться гранит.

Работами крупного немецкого тектониста Г. Штилле [1964], продолжавшего развитие теории геосинклиналей, была разработана строгая закономерная связь характера магматизма с отдельными стадиями развития геосинклинальной области. При выделении орогенических фаз он использовал не только критерии угловых несогласий, но и магматические критерии. Г. Штилле различал два типа сиалических магм: гипогенную и литогенную. Гипогенная — продукт кристаллизационной дифференциации магмы основного состава. В докембрии она имела большое значение, пропитывая и мигматизируя вышележащие породы. В более поздние периоды гипогенная сиалическая магма дает лишь небольшие вулканоплутоны. Литогенная магма, по его мнению, возникает при плавлении сиалической коры, она образует главную массу гранитных тел, внедрявшихся в после-докембрийские орогенические эпохи. Г. Штилле выделял три главных типа структур земной коры: 1) поднятые кратоны (платформы), 2) погруженные кратоны (океанические пространства) и 3) геосинклинали — мобильные участки, связанные с краевыми зонами погруженных кратонов. В процессе своего развития геосинклинали суживаются и в результате складчатости переходят в состояние поднятых кратонов, наращивая таким образом ранее существовавшие поднятые кратоны.

Перечисленные типы структур обладают специфическим магматизмом: кратоны, как поднятые, так и опущенные, характеризуются в целом симатическим (базальтовым) магматизмом, в геосинклиналях характер магматизма меняется в процессе их развития. Широко известны выделенные Г. Штилле "инициальный" магматизм основного состава (гипогенный) геосинклинальной стадии и сменяющий его синорогенный сиалический магматизм, проявляющийся в период складчатости и непосредственно после нее, при переходе к стадии поднятого кратона. Продолжительность синорогенного сиалического магматизма кратковременна сравнительно с инициальным симатическим магматизмом геосинклинальной стадии.

Отсутствие сиалического магматизма в геосинклинальную стадию Г. Штилле объясняет тем, что в этот период сиаль находится выше уровня плавления. Орогенические процессы мобилизуют сиалические магмы, вероятно, вследствие изменения термических условий при складкообразовании или в результате того, что при орогенезе происходит увеличение мощности геосинклинальных масс и опускание по закону изостазии корней гор на глубину плавления. Субсеквентный сиалический магматизм, по мнению Г. Штилле, проявляется только в эффузивной форме в посторогенную стадию. Генетически субсеквентный магматизм связан с синорогенным в виде остаточных сиалических синорогенных расплавов, захороненных в жидком состоянии в недрах Земли и поступающих на поверхность квазикратона в результате германотипной тектоники. Формирование крупных гранитных плутонов во внеорогенный период Г. Штилле объясняет под-

коровой миграцией сиалического магматического расплава ("аллохтонные" границы) из более или менее удаленных участков, находящихся в этот период в стадии орогенеза. Конечный магматизм – базальтовый вулканизм вполне кратонных областей – характеризует окончание развития геосинклинальной области и ее полное превращение в поднятый кратон. В погруженных кратонах магматизм имеет также базальтовый состав, но с ним может быть связано небольшое количество кислых продуктов (риолитов, трахитов), которые являются остаточными продуктами дифференциации глубинных симатических магм.

Из приведенного изложения взглядов Г. Штилле на связь магматизма с тектоникой видно, что предложенная им схема с некоторыми уточнениями и дополнениями до недавнего времени была общепринятой. Близкие представления развивались у нас в стране Ю.А. Билибиным и его учениками.

Г. Штилле по своим тектоническим положениям являлся последователем контррациональной теории и стоял на основах фиксизма. Однако для окраинных частей циркумтихоокеанских районов он признавал подкоровые горизонтальные перемещения – поддвиг тихоокеанского погруженного кратона под континент. К этому заключению его, как и других исследователей, например А.Н. Заварицкого, привели данные о залегании гипоцентров тихоокеанских средне- и глубоководных землетрясений, сосредоточенных в зоне, наклоненной под континент. Андезитовый и более кислый вулканизм орогенного пояса или "андезитовой зоны" циркумтихоокеанского региона Г. Штилле объяснял процессами палингенеза, возникающими в связи с поддвигом тихоокеанского погруженного кратона, когда сиаль попадает в условия, где может происходить его частичное или полное плавление. При этом он оговаривает, что этот вулканизм нельзя рассматривать как субэквентный, так как хотя он и близок по составу, однако ему не предшествовал орогенный этап развития этих окраинно-тихоокеанских областей.

Н.С. Шатский и Н.П. Херасков, в течение многих лет развивавшие геосинклинальную теорию в нашей стране, основное внимание направляли на изучение формационного состава отложений геосинклиналей различного возраста, считая, что формационный анализ необходим при выделении этапов развития геосинклинального процесса [Шатский, 1964, 1965 и др.; Херасков, 1963, 1967 и др.]. Вопросы магматизма они специально не разрабатывали, но Н.С. Шатский писал: "... в тектонике – деформациях и движениях – нельзя видеть причину развития земной коры, в частности магнообразования: тектонические деформации не механизм, а только проявления этого механизма, определяющего развитие земной коры, только следствие данного развития" [Шатский, 1965, с. 195]. Н.С. Шатский по своим представлениям был последовательным фиксистом, в большей мере, чем Г. Штилле, так как отрицал наличие горизонтальных перемещений даже в Тихоокеанском поясе, образование которого многие исследователи, в том числе и Г. Штилле, объясняли перемещениями континента.

Новые данные не только в геологии, но и в геофизике, экспериментальной петрологии и других смежных науках привели к необходимости пересмотра ранее разрабатывавшихся теоретических положений и идей. Сейчас несомненно установлено, что под сиалическим ("гранитным") слоем земной коры находится не жидкий базальт, а твердый "базальтовый" слой, ниже которого располагается мантия. В связи с этим теперь совершенно иначе звучит вопрос о первичной, родоначальной магме, ибо для образования как основной базальтовой, так и кислой гранитной магмы необходимо плавление вещества на том или ином уровне. В этом отношении восторжествовала точка зрения Ф.Ю. Левинсона-Лессинга о двух родоначальных магмах. Теперь на вызывает сомнения, что главная масса гранитоидных пород формируется из кислых магматических расплавов, поступающих с глубины в верхние горизонты земной коры, однако неясным остается вопрос о месте и источнике зарождения этих расплавов.

Дальнейшее развитие теории геосинклиналей вносит серьезные изменения в положения, выдвинутые Г. Штилле, а также дополняет представления Н.С. Шатского. Так, Е.В. Павловский считает, что впервые (в протогее) граниты начали формироваться примерно через 1 млрд. лет после того, как Земля сформировалась как планета. Протограниты образовывались в виде "всплывающих" куполов, без каких-либо ориентированных структур и являлись фактором тектогене-

за; в отличие от них все граниты неогена — это функция тектогенеза. Широкое развитие гранитоидного магматизма на платформах (в южной части Алданского щита, на Китайской, на западе Северо-Американской и др.), особенно сильно проявившегося в мезозое и кайнозое, по мнению Е.В. Павловского [1948, 1953, 1977 и др.], связано с процессом аркогенеза, наложенным на древние структуры щитов и плит.

Ю.А. Кузнецовым и А.Л. Яншиным была разработана классификация типов гранитоидного магматизма неогена. Были выделены три типа гранитоидного магматизма: 1) позднеорогенный или сининверсионный — магматизм геосинклинальных поднятий геосинклинальных систем, 2) посторогенный (постинверсионный) или окологeosинклинальный — магматизм, формирующийся одновременно с первым в соседних областях ранней консолидации, и 3) внегеосинклинальный или сводово-блоковый, связанный с процессами аркогенеза или активизации консолидированных областей. Последний, по мнению авторов, сходен с субсеквентным магматизмом Г. Штилле и является "сквозьструктурным", так как его образование не коровое, а связано с подъемом по крупным разломам сквозьмагматических растворов (по Д.С. Коржинскому) из мантии и может проходить на любых глубинах [Кузнецов, Яншин, 1967; Кузнецов, 1964; и др.]. Таким образом, в противоположность Г. Штилле Ю.А. Кузнецов и А.Л. Яншин связывают гранитоидный магматизм не с фазами складчатости, а с интенсивными поднятиями, вызванными различными причинами.

Материалы, полученные в последние годы геофизическими исследованиями, а также в результате изучения океанов, краевых морей и островных дуг, по новому позволяют ставить вопрос о природе геосинклинального процесса. Многие исследователи определяют его как процесс становления "гранитного" слоя земной коры, в который входят метаморфизм, гранитизация и внедрение гранитного расплава. На окраинах Тихого океана прослеживаются зоны, уходящие под некоторым углом под континенты на глубину до 700 км. В их пределах размещаются средне- и глубокофокусные землетрясения, интенсивный вулканизм, повышенный тепловой поток и другие виды глубинной энергии. Выходы на поверхность этих зон, которые и ранее отмечались (Р. Дели, Г. Штилле, А.Н. Заварицкий и др.) как фокальные зоны, а теперь больше известны как зоны Беньофа [Беньоф, 1957], выражены глубоководными желобами, которые вместе с островными дугами и окраинными морями представляют собой современные геосинклинали. Интенсивное проявление разнородных видов глубинной энергии в пределах этих зон позволяет сделать вывод, что геосинклинальный процесс и есть выражение всех этих явлений.

По представлениям Ю.М. Шейнманна [1976], в такой зоне проявления глубинных процессов ("тектонофере") на глубинах 100–120 км происходит первичное плавление вещества мантии и отделение от нее базальтового расплава, который накапливается в виде базальтовой магмы на глубине 50–70 км. Область прогрева постепенно поднимается и, достигая земной коры, вызывает селективное, до полного, плавление коры и образование гранитной магмы, не зависящей от базальтовой, кроме того, ее образованию способствует поступление снизу воды и щелочей.

Представления Ю.М. Шейнманна близки точке зрения В.В. Белоусова [1966 и др.], согласно которой геосинклинали представляют собой зоны повышенных тепловых потоков и температурных градиентов, корни которых залегают на больших глубинах, где происходит дифференциация вещества мантии. Выплавляющийся на этих глубинах базальтовый расплав поднимается в виде астенолитов по разломам вверх и нередко достигает поверхности. Постепенно остывая, астенолиты отдают тепло коре, вызывая ее частичное плавление и отделение кремнекислоты, воды и щелочей, которые поднимаются на более высокие уровни и гранитизируют породы более верхней части коры. При этом в нижней части коры возникают обедненные этими компонентами остаточные продукты, превращенные в гиперстеновые и кордиеритовые гнейсы, чарнокиты и анортозиты, т.е. породы гранулитовой фации метаморфизма с высокой плотностью и скоростями прохождения упругих волн, близкими их скоростям в пределах "базальтового" слоя. Таким путем, по мнению В.В. Белоусова, происходит наращивание сверху "гра-

нитного" слоя и одновременно снизу слоя пород повышенной плотности, который отвечает геофизическому "базальтовому" слою. Таким образом, построения В.В. Белоусова основаны на представлениях фиксизма и не учитывают роли крупных горизонтальных перемещений земной коры.

В 50–60-х годах главным образом в результате изучения палеомагнитных характеристик разновозрастных образований, а также установления крупных тектонических покровов, надвигов и сдвигов вновь возродились идеи об огромных горизонтальных перемещениях, оформившиеся в виде гипотезы "новой глобальной тектоники". Эта гипотеза, практически отрицающая геосинклиналиную теорию и возможность формирования континентальной коры в неогее, получила особенно широкое распространение за рубежом, однако ее сторонники имеются и среди советских ученых.

Тем не менее главное внимание ведущих тектонистов нашей страны и сейчас обращено на дальнейшее развитие геосинклиналиной теории и на пересмотр на основе новых материалов ряда представлений о развитии геосинклиналией и формировании складчатых областей [Марков, 1969, 1975; Хаин, Сеславинский, 1972; Зоненшайн, 1972; Пейве и др., 1972, 1976; Пейве, 1975, 1977; Муратов, 1975; Книппер, 1975; Моссаковский, 1975; Руженцев, 1976]. По их представлениям геосинклиналиный процесс сводится к образованию гранитно-метаморфического слоя и становлению континентов.

На основании обширного материала по изучению морей и океанов выявилось сходство разрезов современной океанической коры с низами разрезов разновозрастных эвгеосинклиналиных зон, также представленных офиолитовой ассоциацией (гипербазитами, метаморфизованными габброидами, амфиболитами, базальтами и яшмами), сменяющейся выше туфами и лавами базальтов, а затем кремнистыми и карбонатными пелагическими осадками. Это привело к заключению, что в начале геосинклиналиного процесса земная кора проходила океаническую стадию развития.

Зарождение "гранитного" слоя в современных геосинклиналиях начинается в поднятиях типа островных дуг, а в геосинклиналиях прошлого – в геоантиклиналиных поднятиях. В таких поднятиях развивается андезитовый вулканизм, начинают проявляться метаморфизм и гранитизация и внедряются гранитоиды преимущественно средне-кислотного состава со значительным преобладанием Na над K. Для этой стадии, получившей название переходной, характерно накопление мощных терригенных толщ. Для гранитоидов не устанавливается непосредственной связи с большими массами первичных основных расплавов, что указывает на самостоятельность андезит-гранодиоритовой магмы.

Параллельно с процессами, идущими в геоантиклиналиных поднятиях, в соседних с ними частях геосинклиналиных областей – в окраинных морях – могут сохраняться геосинклиналиные прогибы, лишенные континентальной коры, в пределах которых может продолжаться накопление продуктов магматизма основного состава до тех пор, пока вся геосинклиналиная область не будет захвачена воздыманием и процессы становления гранитного слоя не распространятся на всю систему [Муратов, 1969; Штрейс, 1968; Штрейс, Макарычев, 1969]. Это заключительная стадия геосинклиналиного развития, для которой характерны граниты и вулканические породы более кислого состава, с более высоким содержанием K.

Учитывая данные о большой роли значительных горизонтальных движений в развитии структур коры (надвиги и тектонические покровы), А.В. Пейве, А.Л. Книппер, С.В. Руженцев и другие исследователи считают, что формирование континентальной коры происходит не только в результате гранитизации и внедрения гранитоидов, но и путем горизонтального перемещения ранее сформированных ее участков. При этом происходит стягивание и скупивание гранитно-метаморфического слоя, а иногда его сдвигание, сопровождающееся складчатостью, образованием надвигов и тектонических покровов, чем и объясняется существование областей с особенно мощной континентальной корой. Отдельные блоки могут быть погружены на глубины, где происходит их частичное плавление и образование палингенных гранитных магм.

В тыловой части перемещающейся пластины возникают области растяжения: с утоненной континентальной корой или вовсе ее лишенные, где обнажается океаническая кора, в которых вновь может зародиться гранитный слой в результате поступления с глубины ювенильного вещества.

Главным источником энергии, порождающей магмы, А.В. Пейве [1961] и П.Н. Кропоткин [1972] считают механическое перемещение вещества в глубинных зонах земной коры и глубже, в верхней мантии. Оно происходит по тангенциальным и радиальным тектоническим зонам и приводит к развитию больших давлений и температур. Таким образом, эти зоны являются местами ультраметаморфизма и генерации магмы. Гранитные магмы генерируются в пределах гранитного слоя – в антиклинориях, в осевых зонах складчатых сооружений, в зонах скучивания и особенно в зонах скальвания, ограничивающих гетерогенные блоки. Эти участки являются гранитными поясами с автохтонными и незначительно перемещенными аллохтонными гранитными массивами; в их образовании ведущая роль принадлежит анатексису. Перемещение анатектического материала, по данным П.Н. Кропоткина, происходит вследствие разности давлений в твердой и жидкой фазах. Проведенные расчеты показали, что плавление вещества гранитного слоя возможно при стрессе в $1000-2000 \text{ кг/см}^2$ и температурном градиенте в $60-90^\circ\text{C}$ на глубине 4,3–9,6 км.

Затронутые вопросы рассматриваются автором на примере мезозойско–кайнозойских гранитоидов, имеющих чрезвычайно широкое развитие в северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса. По условиям формирования они значительно отличаются от анатектических гранитов, образующихся в пределах гранитного слоя в результате палингенеза. Мезозойско–кайнозойские гранитоиды размещаются в структурных зонах с различным возрастом складчатости и не обнаруживают связи с гранитизированными и метаморфическими породами амфиболитовой фаши, указывающими на существование термобарических условий, необходимых для выплавления анатектической гранитной магмы. Для этих гранитоидов характерно последовательное изменение состава пород от габбро через диориты, кварцевые диориты и гранодиориты до гранитов, содержащих 74–76% SiO_2 , и тесная связь с вулканитами того же возраста и состава. Все эти особенности приводят автора к предположению, что условия их образования отличны от изложенных выше.

Особенно неясен вопрос об условиях формирования многочисленных крупных массивов так называемых внегеосинклинальных гранитоидов, внедрившихся в мезозое в древние метаморфические толщи юго-восточной части Сибирской, Китайско–Корейской и других платформ. Большая группа исследователей [Комаров, Хренов, 1962; Масайтис, Старицкий, 1963; Шеглов, 1967; и др.] объясняют внедрение подобных гранитоидов процессами активизации областей, задолго до того закончивших свое геосинклинальное развитие. Иногда эти гранитоиды называют "телеорогенными" и связывают их образование с развитием соседней мезозойской геосинклинальной области [Красный, 1960]. Ю.М. Шейнманн [1976] считает, что понятие "внегеосинклинальные" неверно, поскольку само образование гранитных магм является формой проявления геосинклинального процесса.

Приведенные представления тектонистов и петрологов разных периодов показывают, что в решении вопроса связи гранитоидного магматизма с тектоникой неоднократно возрождались взгляды, близкие по существу, но каждый раз основанные на новых фактических материалах. Так, на разных этапах вновь возникали идеи о существенном значении в формировании тектонических структур горизонтальных движений, однако они не объясняли причин возникновения гранитоидных расплавов.

Наиболее продуктивной для понимания места магматизма в развитии земной коры является геосинклинальная теория, но и она со временем претерпела весьма существенные изменения. Ранее считалось, что формирование гранитоидов происходит в тесной связи с вертикальными тектоническими движениями, приводившими к погружению осадочных толщ на такие глубины, где может происходить их плавление и образование палингенной гранитной магмы. Все последующие изменения в представлениях о сущности геосинклинального процес-

са неизменно были связаны с вопросом о происхождении гранитных магм. В положениях современной теории геосинклиналей, далеко ушедших от первоначальных, особенно отчетливо выражена взаимосвязь тектонических и магматических процессов.

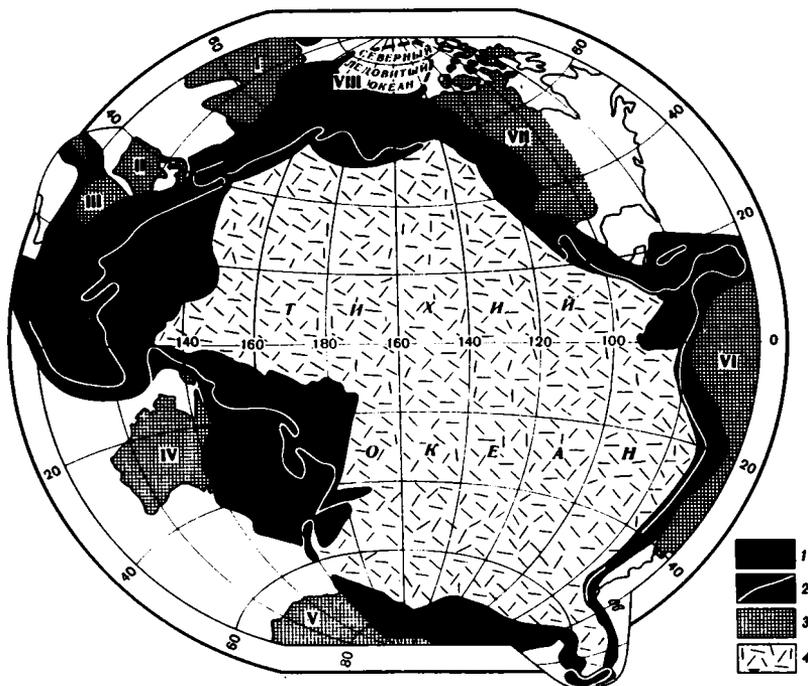
Автор надеется, что полученные ею материалы в какой-то мере послужат выяснению вопроса о месте гранитоидного магматизма в ходе геосинклинального процесса, происходившего в мезозое-кайнозое на северо-западной периферии Тихоокеанского пояса.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Под Тихоокеанским тектоническим поясом согласно определению, данному Ю.М. Пушаровским [1972, 1973 и др.], понимается кольцо складчатых и современных геосинклинальных зон, окружающих ложе Тихого океана и располагающихся между древними внутриматериковыми платформами и глубоководными желобами (фиг. 1).

Характерной особенностью северо-западной периферии Тихоокеанского тектонического пояса является мощный гранитоидный магматизм, наложившийся в мезозое-раннем кайнозое на структурные элементы с самой различной историей развития и разным возрастом континентальной коры. Он проявлялся не только в мезозойских складчатых зонах и областях с палеозойским и рифейским возрастом континентальной коры во внешней части тектонического пояса, но также



Фиг. 1. Тихоокеанский тектонический пояс по Ю.М. Пушаровскому [1972]

1.— площадь пояса; 2 — граница пояса современных геосинклиналей; 3 — древние платформы: I — Сибирская, II — Китайско-Корейская, III — Южно-Китайская, IV — Австралийская, V — Антарктическая, VI — Южно-Американская, VII — Северо-Американская, VIII — гипотетическая Гиперборейская; 4 — ложе Тихого океана

захватил и ограничивающие его древние платформы с дорифейским возрастом коры.

Мезозойско-раннекайнозойские гранитоиды на периферии Тихого океана образуют пояса, большая часть которых простирается согласно со структурами Тихоокеанского кольца. Однако отдельные гранитоидные пояса располагаются радиально. Образование поясов гранитоидов происходило в различных этапах геосинклинального развития складчатых зон, в которых они размещены. Ю.М. Пущаровский [1972] подразделил все гранитоидные пояса на четыре категории: 1) гранитоидные, связанные с эпохами становления складчатых областей (синорогенные); 2) пояса, возникающие в доорогенный период развития складчатых областей (доорогенные); 3) пояса гранитоидов, развитые в окраинных частях материков, вблизи тихоокеанских мезозойско-кайнозойских геосинклинальных областей (внегеосинклинальные окраинно-материковые); 4) гранитоидные внегеосинклинальные оперяющие, расположенные радиально за пределами Тихоокеанского тектонического пояса, на платформах.

ОБЛАСТИ С ДОРИФЕЙСКИМ ВОЗРАСТОМ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Юго-восточная часть Сибирской платформы в мезозое являлась ареной интенсивных движений, сопровождавшихся магматизмом различного, преимущественно среднего и кислого, состава.

Процесс возобновления тектонической активности в той или иной мере консолидированных участков земной коры получил название "активизации" [Херасков, 1963; Богданов, 1965; Хренов и др., 1971]. В пределах областей, испытавших активизацию, образуются молодые наложенные впадины, выполненные терригенными и угленосными молассоидными осадками и эффузивами. Такие впадины у различных авторов получили различные названия. Так, Н.А. Флоренсов [1960] назвал их впадинами байкальского и забайкальского типа, М.С. Нагибина [1963] - впадинами восточноазиатского типа и т.д. Термин "активизация" за последние годы получил широкое распространение и в связи с этим приобрел различное значение у разных авторов.

Для характеристики процессов, происходивших в мезозое на юго-восточной окраине Сибирской платформы, с нашей точки зрения, более применим термин "аркогенез", предложенный Е.В. Павловским [1948, 1953]. Процесс аркогенеза выражается в линейном короблении жесткого основания, создании в результате этого крупных сводовых поднятий (протяженностью от сотен до тысячи километров) и образовании систем узких прогибов, располагающихся в местах резких перегибов новообразованных структур. Необходимо подчеркнуть, что главным результатом аркогенеза является формирование крупных сводовых поднятий. Однако большинство исследователей изучают вулканогенно-осадочные толщи, слагающие прогибы, рассмотрением же процесса развития самих сводовых структур занимаются лишь немногие [Корешков, 1960; Томашевский, Коген, 1971].

Эти авторы выделяют несколько стадий развития сводовых поднятий с постепенным усложнением их строения. На ранней стадии преобладает воздымание сводов, затем на фоне продолжающегося воздымания наступает период образования расколов, создающих систему блоков, и формирования приразломных наложенных впадин. По разломам поступают магматические расплавы преимущественно среднего и кислого состава, которые достигают поверхности или застывают на глубине. Постепенно в поднятия вовлекаются все более обширные территории. На поздних стадиях скорость воздымания уменьшается, происходит излияние магм основного состава и образование вулканических покровов.

В юго-восточной части Сибирской платформы в результате процесса аркогенеза в мезозое была сформирована целая система сводовых поднятий, протягивающаяся в субширотном направлении от бассейна р. Нерчи и верховьев р. Олёкмы до побережья Охотского моря на расстояние более 1000 км. Наиболее западным сводовым поднятием в этой системе является Северо-Даурское, вытянутое в северо-восточном направлении и сливающееся затем с крупным субширотным сводовым поднятием Станового хребта [Павловский, 1948]. К северу от последнего располагается Алдано-Учурское сводовое поднятие.

Северо-Даурское сводовое поднятие

В пределах Северо-Даурского сводового поднятия выходят древние докембрийские метаморфические образования, представленные различными гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами. Гранито-гнейсы, анатектические и палингенные граниты, тесно связанные с метаморфическими толщами, принадлежат к древнестановому гранитному комплексу нижнепротерозойского возраста. С юга и юго-востока Северо-Даурское сводовое поднятие отделено от Монголо-Охотского пояса герцинид системой разломов Монголо-Охотского краевого шва. Крупные массивы палеозойских гранитоидов, внедрявшиеся в палеозойские толщи Монголо-Охотской складчатой зоны, распространялись также и в соседнюю, расположенную севернее область с древнепротерозойской континентальной корой, как бы "выплескиваясь" за раму складчатости [Шатский, 1965]. Эти массивы гранитоидов развиты только в юго-западной части Северо-Даурского свода, занимая довольно большие площади. В верховьях р. Олёкмы и далее к северо-востоку, на остальной части территории Северо-Даурского поднятия, они не встречаются. Таким образом, Северо-Даурское сводовое поднятие в основном сложено древнедокембрийскими комплексами, испытавшими многократный метаморфизм и гранитизацию. Отсутствие в этом регионе палеозойских отложений позволяет допускать, что на протяжении более 1,5 млрд. лет оно представляло собой область, на которой не происходило осадконакопления. Процесс аркогенеза в этом регионе начался в триасе, и к концу триаса в юго-западной части Северо-Даурского сводового поднятия были сформированы небольшие приразломные наложенные впадины, выполненные эффузивными породами преимущественно кислого состава.

Гранитоиды Северо-Даурского сводового поднятия. Одновременно с образованием эффузивных впадин, или несколько запаздывая относительно них, началось внедрение крупных (до 500 км²) массивов гранитоидов, возраст которых определен в интервале 193-162 млн. лет [Тихомиров и др., 1964]. Массивы, сложенные этими гранитоидами и выделяемые в амананский комплекс, приурочены к разломам северо-восточного и субширотного простирания. В плане они имеют неправильную форму, нередко вытянуты вдоль одного, а иногда нескольких пересекающихся разломов, благодаря чему получают крестообразные или ветвистые очертания. Тела амананских гранитоидов имеют сложный, многофациальный состав: среди них встречаются габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты, но преобладают умеренно кислые породы - гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты, в которых Na несколько больше, чем K.

Кроме крупных массивов умеренно кислых гранитоидов амананского комплекса, имеются близкие им по возрасту и сходные по минералого-петрографическому характеру и химизму мелкие массивы и субвулканические тела, относящиеся к амуджикано-сретенскому комплексу [Миронов, 1965]. Многократно наблюдались переходы от субвулканических тел этого комплекса к экструзивно-эффузивным образованиям [Тихомиров и др., 1964]¹.

¹ По мнению некоторых исследователей [Ферштатер, Бородина, 1975; Штейнберг, 1975; O'Conner, 1965; и др.], гранитоидные породы следует подразделять по содержанию SiO₂ на несколько иные группы, чем это было ранее принято (для лучшего их сопоставления с соответствующими вулканитами). Предлагается выделять: габброиды (SiO₂ < 56%), тоналиты (56-68% SiO₂), адамеллиты (68-73% SiO₂) и граниты (SiO₂ > 73%) [Ферштатер, Бородина, 1975]. Допуская справедливость такого деления, автор, используя в своей работе материалы ряда исследователей, применявших общепринятую классификацию, предложенную еще Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом, А.Н. Заваришким, Б.М.Куплетским и др., сохраняет эту классификацию и соответственно ей выделяет следующие группы пород: габбро (47-52% SiO₂), габбро-диориты (52-57% SiO₂), диориты (57-62% SiO₂), кварцевые диориты (62-65% SiO₂), гранодиориты (65-69% SiO₂), нормальные граниты (69-73% SiO₂) и лейкократовые граниты (SiO₂ > 73%).

В центральных частях крупных массивов умеренно кислых гранитоидов амнанского комплекса встречаются лейкократовые биотитовые граниты с более высоким содержанием К; такого же типа лейкократовые граниты слагают и самостоятельные, довольно крупные массивы [Тихомиров и др., 1964]. Лейкократовые граниты центральных частей гранодиоритовых массивов представляют собой продукты дифференциации расплава, происходившей внутри магматической камеры; самостоятельные же массивы таких гранитов, по-видимому, являются продуктами дифференциации более глубоких промежуточных магматических очагов.

На последних этапах формирования массивов гранитоидов, в позднюю магматическую или раннюю постмагматическую стадию, широкое развитие получили процессы щелочного метасоматоза. Они накладывались как на более основные гранитоиды комплекса, так и на лейкократовые граниты и боковые породы. На ранней стадии автосоматоза развивались порфиробласты калиевого полевого шпата, достигающие 4–6 см. Полевой шпат замещал кристаллы плагиоклаза, от которого иногда сохранялись лишь реликты, но в свою очередь был замещен более поздним метасоматическим альбитом. Несомненно, что гигантопорфировые граниты амуджикано-сретенского комплекса, содержащие порфировидные выделения калиевого полевого шпата размером до 22 см, имеют не магматический, а метасоматический генезис.

В позднечурское время в пределах Северо-Даурского сводового поднятия сформировались небольшие приразломные впадины, выполнявшиеся эффузивами главным образом кислого состава, нередко повышенной щелочности. С ними тесно связаны экструзивные тела и мелкие штоки кварцевых порфиров, гранит-порфиров и граносиенит-порфиров нерчуганского комплекса, дающих с эффузивами постепенные переходы, а также более крупные массивы (до 100 км²) субщелочных и щелочных гранитов. Вулканические впадины образуют ряд цепочек, вытянутых в северо-восточном направлении и приуроченных к разломам, простирающимся вдоль сводового поднятия. Размещение массивов гранитов обычно связано с теми же разломами или оперяющими их сопряженными разрывами.

Гранитоиды нерчуганского интрузивного комплекса по геологическим данным имеют позднечурский возраст, а по радиометрическим определениям – позднечурский – раннемеловой – 135–85 млн. лет [Тихомиров и др., 1964]. Субщелочные и щелочные граниты состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза (An_{10–25}), темно-серого кварца и коричневого биотита. В щелочных гранитах содержатся арфведсонит и эгирин, отсутствующие в экструзивных и эффузивных фазах. Высокое содержание калиевого полевого шпата, в некоторых гранитах достигающее 74% объема породы, обусловлено интенсивным послемагматическим калиевым метасоматозом, захватившим не только магматические, но и вмещающие породы. Последние превращены в ортоклазовые метасоматиты, связанные постепенными переходами с субщелочными гранитами. В ряде случаев за калиевым следовал натриевый метасоматоз, выразившийся в интенсивной альбитизации калиевого полевого шпата (пертиты замещения) и образовании арфведсонита и эгирина; по-видимому, одновременно происходило выделение флюорита, характерного для этих пород. Альбитизация экструзивных и эффузивных пород привела к возникновению альбититов.

Формированием позднечурского интрузивно-экструзивного нерчуганского комплекса закончился гранитоидный магматизм Северо-Даурского сводового поднятия. На границе юры и мела здесь формировались мелкие впадины, выполнявшиеся сначала грубообломочной, а затем угленосной молассой. В отдельных впадинах отмечаются редкие маломощные горизонты кислых эффузивов, но интрузивные породы этого возраста не установлены.

Таким образом, гранитоидный магматизм в пределах Северо-Даурского сводового поднятия проявлялся с конца триаса до поздней юры включительно. На первых этапах своего проявления он имел умеренно кислый состав с преобладанием Na над K. По мере развития гранитоидного магматизма породы становились более кислыми и более щелочными при возрастании роли K, наибольшее количество K поступало в послемагматическую стадию формирования гранитоидных массивов (табл. 1).

Сводовое поднятие Станового хребта

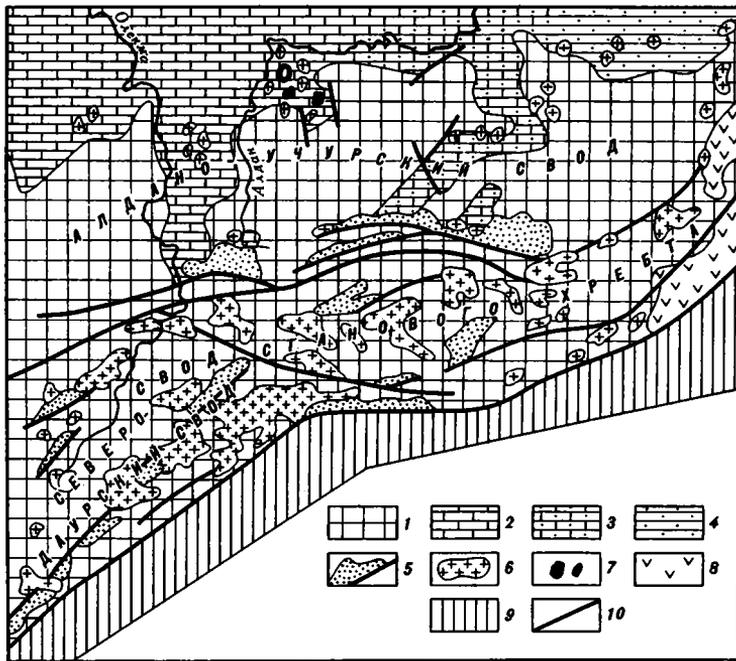
Во всей системе сводовых поднятий юго-восточной части Сибирской платформы наиболее крупным является поднятие Станового хребта (фиг. 2). Оно протягивается в субширотном направлении от бассейна р. Олекмы, где к нему приключается описанное выше Северо-Даурское сводовое поднятие, до Охотского моря на расстояние около 1000 км при ширине от 375 до 150 км. На севере сводовое поднятие Станового хребта отделяется от Алдано-Учурского поднятия Южно-Алданской (или Становой) субширотной зоной глубинных разломов, а на юге оно граничит со складчатой системой палеозойского Монголо-Охотского пояса; разделом служат Монголо-Охотский структурный шов.

В пределах сводового поднятия Станового хребта мезозойские гранитоиды развиты чрезвычайно широко. Они слагают многочисленные крупные (до 6000 км²) массивы, количество которых особенно велико в осевой части поднятия. На большей части этого поднятия практически отсутствуют какие-либо отложения моложе древнедокембрийских метаморфических комплексов фундамента и прорывающих их нижнепротерозойских гранитоидов станового комплекса. Лишь на южном крыле поднятия вдоль системы разломов Монголо-Охотского структурного шва размещается ряд узких приразломных мезозойских впадин: Шилкинская, Усть-Шилкинская, Северная и наиболее восточная Удская. Последняя выполнена верхнеюрскими осадочными породами и кислыми эффузивами, и некоторые исследователи считают ее мезозойским геосинклинальным прогибом. В восточной части сводового поднятия эффузивы, залегающие во впадинах, имеют нижнемеловой возраст. В связи с тем что для большинства массивов гранитоидов не установлено контактов с породами моложе древнего докембрия, для выяснения их возраста приходится ориентироваться лишь на данные радиометрических определений, имеющиеся далеко не для всех массивов.

Гранитоиды западной части сводового поднятия Станового хребта. В западной части поднятия обнажаются разнообразные мезозойские гранитоиды, из которых наиболее распространены породы диорит-гранодиорит-гранитной формации, объединенные в тындинско-бакаранский интрузивный комплекс. Кроме того, выделяются комплексы гнейсовидных сиенито-диоритов и лейкократовых биотитовых гранитов.

Тындинско-бакаранский интрузивный комплекс представлен диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и биотит-роговообманковыми гранитами. Диориты и кварцевые диориты иногда образуют самостоятельные мелкие массивы, чаще же слагают участки в краевых частях более крупных гранодиоритовых массивов. Они сформированы в раннюю фазу внедрения гранитоидов и, вероятно, имеют ранне-среднеюрский возраст. В поздней юре гранитоидный магматизм достиг наибольшего размаха. В это время внедрялись крупные массивы, представленные главным образом гранодиоритами, связанными постепенными переходами с биотит-роговообманковыми гранитами. Массивы размещаются в бассейнах рек Большой и Малой Нюкжи, Джелтулы, в среднем течении р. Олекмы, в бассейне рек Ларбы, Чильчи, Уруши, Большой и Малой Омутной, Уркана, Большого и Малого Ольдыя, Тынды, вдоль Амуро-Якутской магистрали и на других участках. Радиологические определения возраста пород комплекса дали цифры 150-170 млн. лет.

Среди гранодиоритов и гранитов выделяется несколько разновидностей, некоторые авторы принимают их за самостоятельные комплексы. Вместе с тем они очень близки по составу и возрасту, отличаются лишь по структурным особенностям и условиям залегания интрузивных тел [Молчанова, 1964]. Они образуют или небольшие тела и штоки с мелкозернистой и среднезернистой структурой, или гипабиссальные тела с порфировым сложением пород, либо представляют собой субвулканические образования, близкие к эффузивным кварцевым порфирам. Такое разнообразие во внешнем облике пород связано с различными условиями кристаллизации интрузивных тел. Можно наблюдать постепенные переходы между отдельными разновидностями. Так, в районе горы Бакаран среднезернистые гранитоиды крупных массивов в краевых частях становятся более мелкозернистыми, а затем приобретают порфировую структуру, характерную для гипабиссальных пород. Наиболее распространенные массивы гранодиоритов и био-



Фиг. 2. Схема тектонического строения юго-восточной части Сибирской платформы

1 — области с континентальной корой дорифейского возраста; 2–4 — породы платформенного чехла рифейского, вендского и кембрийского возраста: 2 — карбоонатные, 3 — карбонатно-терригенные, 4 — терригенные; 5 — мезозойские наложенные впадины; 6–7 — мезозойские интрузивные породы: 6 — гранитоиды, 7 — щелочные породы Центрально-Алданского района; 8 — вулканические породы Охотско-Чукотского отрезка Восточно-Азиатского вулканического пояса; 9 — области с палеозойским возрастом континентальной коры; 10 — структурные швы, разломы

тит-роговообманковых гранитов умеренной кислотности могут быть отнесены к габбро-гранодиорит-гранитной формации.

Крупные массивы этих гранитоидов, размеры которых достигают нескольких тысяч квадратных километров, нередко описываются как батолитоподобные интрузивы, однако геологические наблюдения, подтвержденные геофизическими данными, говорят о том, что они представляют собой пластообразные тела различной мощности. Породы краевых и менее мощных частей этих пластовых тел приобретают гипабиссальные черты или переходят в субвулканические образования, связанные с эффузивами. Почти полное отсутствие мезозойских отложений в пределах сводового поднятия затрудняет решение вопроса о том, какие толщи служили кровлей и на какой глубине застывали пластообразные интрузии. Возможно, что в мезозое эффузивные образования имели широкое площадное развитие и могли служить кровлей для интрузивных тел, размещавшихся по межформационной поверхности между комплексом фундамента и мезозойскими эффузивами. Последние были в дальнейшем эродированы и сохранились лишь в отдельных разобленных участках. С другой стороны, возможно, что в условиях формирования сводового поднятия в породах фундамента возникали субгоризонтальные трещины, вдоль которых размещались магматические расплавы, поступающие по разномам с больших глубин.

Среди гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса западной части сводового поднятия Станового хребта широко развиты порфиroidные разновидности. И.З. Филиппович и Ю.Б. Казьмин разделяют их на мелко- и крупнопорфиroidные гранитоиды. Между этими группами имеются принципиальные различия.

Мелкопорфиroidные структуры наблюдаются у относительно менее раскрытых гранодиоритов и гранитов (гора Бакаран). В них на фоне мелкозернистой основной массы выделяются мелкие вкрапления плагиоклаза

(0,2–1 см в поперечнике), округлые зерна кварца, узкие призматические кристаллы роговой обманки, мелкие вкрапления биотита и каликатрового полевого шпата. Основная масса сложена теми же минералами. Присутствуют акцессорный сфен, апатит, циркон и магнетит. Количество плагиоклаза в более основных разновидностях достигает 40%, в более кислых составляет 20–25% объема породы. Обычно он обладает зональным строением; внутренние зоны кристаллов основных разновидностей имеют состав Al_{40-45} , иногда до Al_{50} , внешние зоны – Al_{30-35} , а в более кислых породах ядра сложены Al_{25-30} , внешние зоны – Al_{15-20} . Плагиоклазовые зерна основной массы часто также зональны, причем состав зон близок составу внешних зон вкрапленников. Состав и строение вкрапленников этих относительно слабо раскристаллизованных пород показывают, что они формировались в ранний, интрателлурический этап из магматического расплава, который затем быстро закристаллизовался в виде мелкозернистой основной массы.

Иной характер имеют крупнопорфировидные гранитоиды. В них на фоне среднезернистой, иногда достаточно крупнозернистой основной массы выделяются только крупные вкрапленники каликатрового полевого шпата. Они достигают 2–5 см и более, нередко образуют скопления, вытянутые вдоль каких-то направлений, возможно, тонких трещинок. Крупные вкрапленники калиевого полевого шпата включают мелкие зерна кварца, плагиоклаза и цветных минералов (роговой обманки и биотита), которые распределяются в виде зон вблизи периферии вкрапленников. Контуры вкрапленников нечеткие: под микроскопом видно, что они сливаются с зернами калиевого полевого шпата основной массы. Такие вкрапленники в крупнопорфировидных гранитах наблюдались нами в Тындинском, Сосновском и других массивах. По своему характеру они относятся к порфиробlastам, образовавшимся в результате послемагматического калиевого метасоматоза, накладывавшегося на граниты, первично содержавшие небольшое количество каликатрового полевого шпата.

В самой западной части сводового поднятия Станового хребта развита еще одна разновидность порфировидных пород. Это гнейсовидные гранитоиды с ориентированным расположением цветных компонентов – комплекс гнейсовидных сиенито-диоритов. Они слагают несколько массивов в самой западной части сводового поднятия – в среднем течении р. Олёкмы, выше устья р. Нюкжи (устье р. Дурынчи), в бассейне Чильчи и по р. Мокле. Олёкминский массив в устье р. Дурынчи представляет собой относительно узкое тело (около 10 км шириной), вытянутое в северо-западном направлении почти на 200 км. Он сложен порфировидными сиенито-диоритами с резко выраженными ориентированными текстурами. По мнению И.З. Филиппович и Ю.Б. Казьмина, эти породы принадлежат к самостоятельному, более раннему этапу магматизма, чем гранитоиды тындинско-бакаранского комплекса, и предположительно имеют позднепалеозойский или раннемезозойский возраст. К такому же выводу пришли Н.Г. Кислякова и М.Е. Федорова [1971].

Изучение пород Олёкминского массива, проведенное автором в 1960 г., привело к иному заключению. Олёкминский массив залегает среди пироксен-амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов докембрийского фундамента и вытянут в направлении, согласном с простираемостью сланцеватости гнейсов. Порфировидные сиенито-диориты, слагающие массив, переполнены ксенолитами с хорошо сохранившейся гнейсовой текстурой и бластическими структурами. Размещение ксенолитов в них подчинено направлению сланцеватости вмещающих гнейсов (290–320°).

Сиенито-диориты сложены среднезернистой основной массой и крупными вкрапленниками полевого шпата. В состав основной массы входят более или менее идиоморфные зерна плагиоклаза (Al_{20-26}) (около 60% от объема основной массы), неправильные ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата (5–10%), удлинённые неправильные зерна буровато-зеленой обыкновенной роговой обманки (до 15%) и крупные чешуи неправильной формы зеленовато-бурого биотита (7–8%). Между ними зажаты неправильные узкие зерна кварца (5–7%), кроме того, широко развит сфен (2%). Удлиненные зерна роговой обманки и чешуи биотита ориентированы в направлении, совпадающем с простираемостью слан-

цветности в гнейсах или близком ему. Вкрапленники в этих породах представлены исключительно каликатровым полевым шпатом, его кристаллы достигают 3 см по длинной оси и составляют иногда до 40% объема породы. Вкрапленники имеют неровные границы с заливами и как бы сливаются со среднезернистой основной массой. Они содержат большие количества пойкилитовых мелких включений плагиоклаза, меньше — роговой обманки и биотита. Включения плагиоклаза ориентируются параллельно длинной оси вкрапленников, а зерна цветных минералов чаще встречаются вблизи их краёв. Такой характер вкрапленников каликатрового полевого шпата указывает на то, что они образовались в конце процесса кристаллизации породы, возможно в послемагматическую стадию, и, так же как вкрапленники крупнопорфировидных гранитоидов Тындинского и других массивов, представляют собой порфиробласты. Как и зерна цветных минералов, зерна полевого шпата вытянуты в направлении, совпадающем с простиранием сланцеватой текстуры гнейсов ($300-320^\circ$). Такое расположение минералов особенно подчеркивает план-параллельную текстуру сиенито-диоритов.

Многочисленные ксенолиты в той или иной степени измененных гнейсов тоже содержат много порфиробластов полевого шпата. Среди них макроскопически различаются два вида: белые многочисленные порфиробласты плагиоклаза до 1–1,5 см в длину и более крупные, но редкие, слегка розоватые порфиробласты калиевого полевого шпата, образовавшиеся позднее порфиробластов плагиоклаза и замещающие их. Границы порфиробластов плагиоклаза еще менее четкие, чем у калиевого полевого шпата; они сливаются с мелкими плагиоклазовыми зернами гнейса, состоящего из лепидобластических зерен плагиоклаза, роговой обманки, иногда пироксена (диопсида) и биотита. Оба вида порфиробластов ориентированы согласно с простиранием сланцеватости в ксенолитах.

Соотношения сиенито-диоритов Олёкминского массива с вмещающими гнейсами, присутствие множества однородно ориентированных ксенолитов (которые в ряде мест преобладают над вмещающими сиенито-диоритами), аномально высокое содержание в последних плагиоклаза и цветных минералов и общая подчиненность всех структур северо-западному направлению ($280-320^\circ$), совпадающему с простиранием гнейсового комплекса, позволяют сделать вывод, что Олёкминский и другие аналогичные ему массивы образовались вдоль зон повышенной проницаемости, направление которых совпадало с простиранием гнейсовых структур. Это привело к тонкому пропитыванию толщи пироксен-амфибол-биотитовых гнейсов магматическим расплавом гранодиоритового состава.

Повышенное содержание в сиенито-диоритах плагиоклаза и цветных минералов при низком содержании кварца связано с интенсивными реакциями обмена, шедшими между вмещающими гнейсами и расплавом. Таким образом, сиенито-диориты представляют собой гибридные породы. Послмагматический калиевый метасоматоз, характерный для многих юрско-меловых массивов западной части сводового поднятия Станового хребта, с той же интенсивностью наложился не только на сиенито-диориты, но и на заключенные в них ксенолиты гнейсов. Таким образом, изложенные данные противоречат предположению о палеозойском или раннемезозойском возрасте сиенито-диоритов и ставят их в один ряд со среднеюрско-раннемеловыми гранитоидными массивами западной части сводового поднятия Станового хребта.

Комплекс лейкократовых биотитовых гранитов. Более молодые, относительно гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса являются лейкократовые биотитовые граниты, нередко тесно связанные с массивами гранитоидов предыдущего комплекса, но образующие и самостоятельные тела. Породы этого комплекса широко развиты в верховьях рек Чичатки, Урки, Большой Омутной, Уруши, Малой Ньжжи, в бассейне рек Ольды и Уркана, в среднем течении р. Олёкмы (верховья Дурынчи) и других участках.

Макроскопически это крупно-, средне- и мелкозернистые светлоокрашенные породы, очень бедные цветными минералами или совсем лишенные их. Для них характерно наличие темно-серого кварца морионового типа и мелких микротитовых пустот, особенно многочисленных в мелкозернистых разновидностях. Различие в крупности зерна лейкократовых биотитовых гранитов, как и в гранитоидах тындинско-бакаранского комплекса, по-видимому, связано с глубиной их засты-

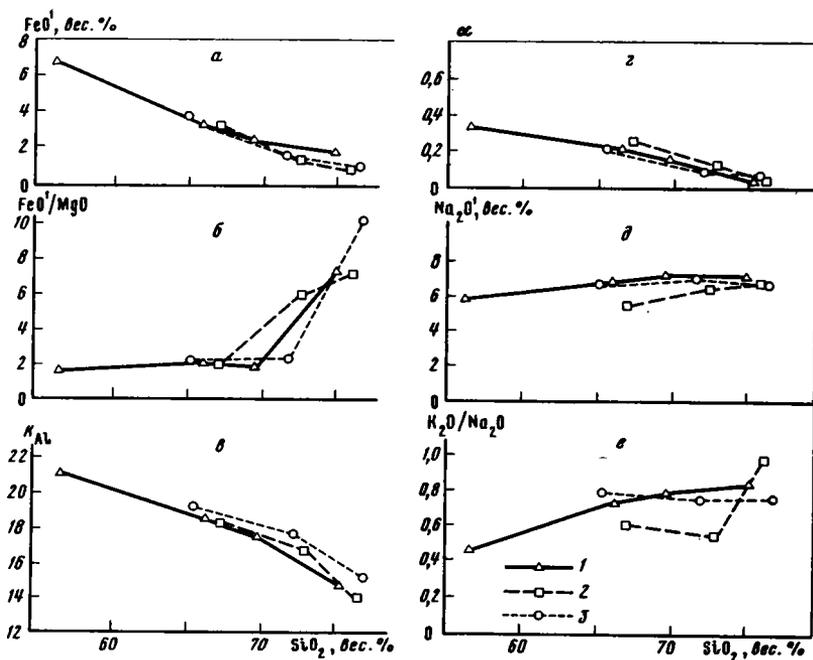
вания. Так, мелкозернистые лейкократовые биотитовые граниты были встречены автором на р. Дурынче (среднее течение р. Олёкмы). На более высоких гипсомерных уровнях в глыбах крупных каменных осей наблюдались переходы от мелкозернистых лейкократовых гранитов к гипабиссальным гранит-порфирам. Дайкообразные тела таких пород отмечались автором в пределах описанного выше Олёкминского массива сиенито-диоритов, в контакте с которыми они имели тонкозернистую оторочку. Радиологическое определение возраста этих пород, проведенное лабораторией Ленинградской экспедиции ДВГУ в 1960-1961 гг., дало 135-140 млн. лет.

При изучении лейкократовых гранитов под микроскопом видно, что породы имеют гипидиоморфнозернистую структуру, состоят из плагиоклаза (An_{12}), образующего идиоморфные выделения 1,0-1,5 мм и менее, зерен кварца характерной идиоморфной формы с сечением, близким к квадратному, размером 1,5-0,5 мм в поперечнике, мелких идиоморфных чешуек коричневого биотита и ксеноморфных выделений нередко решетчатого калинатрового полевого шпата, часто образующего порфировые выделения. Содержание плагиоклаза иногда преобладает над калиевым полевым шпатом, но обычно последний составляет до 40% объема породы. Граниты подвергались интенсивной альбитизации, наложившейся как на зерна плагиоклаза в виде оторочек, так и на калиевый полевой шпат в виде пертитов замещения. Кроме того, в породе присутствуют самостоятельные мелкие зерна позднего альбита (An_{5-8}) и мелкие тонкие альбитовые прожилки. Послемагматическая альбитизация сопровождалась выделением флюорита. По мнению Д.С. Коржинского [1973], идиоморфный кварц выделялся из остаточных подкисленных магм, в которых накапливались такие летучие компоненты, как HCl, HF, SO₂ и др. В результате наложенных процессов щелочного метасоматоза породы приобретают повышенную щелочность и могут быть отнесены к субщелочным и щелочным гранитам, граносиенитам и даже сиенитам, в которых содержание щелочных полевых шпатов иногда достигает 90% объема породы.

Породы комплекса гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и граносиенит-порфиров образуют мелкие штоки, дайки и пластообразные тела, тесно связанные с эффузивами нижнемелового возраста. Радиологические определения K-Ar методом по биотиту, проведенные в лаборатории Ленинградской экспедиции ДВГУ в 1960-1961 гг., показали возраст пород этого комплекса 125-115 млн. лет. Все перечисленные породы обладают гипабиссальным обликом, содержат вкрапленники плагиоклаза (нередко с резко выраженной зональностью), округлые оплавленные корродированные вкрапленники кварца, удлиненные призматические кристаллы роговой обманки и чешуи биотита. Вкрапленники калиевого полевого шпата, несущие иногда микроклиновую решетку, в отдельных случаях достигают 1-1,5 см в поперечнике. Мелко- или тонкозернистая основная масса состоит из калиевого полевого шпата, плагиоклаза (олигоклаз-альбита), кварца и значительного количества акцессорных слюды и ортита. В более раскристаллизованных разностях она имеет микроаплитовую и микрогранофировую структуру, переходящую в сферолитовую и микропойкилитовую, а в субэффузивных разностях - фельзитовую.

Гипабиссальные тела нижнемелового возраста формировались не одновременно, а в несколько этапов, так как в ряде участков более основные меланократовые разновидности прорываются лейкократовыми и более кислыми. Такая последовательность указывает на эволюцию магматического расплава в пределах магматической камеры или вторичного магматического очага, из которого он поступал.

Гранитоиды восточной части сводового поднятия Станового хребта. В восточной части сводового поднятия Станового хребта мезозойские гранитоиды развиты так же широко, как и в западной. Среди них тоже выделяются три разновозрастных комплекса, из которых более распространен наиболее ранний - удский комплекс. К интрузивам этого комплекса относятся наиболее крупные массивы восточной части сводового поднятия, обнажающиеся по притокам верхнего течения р. Зеи (рек Утугея, Усмуня, Онокона и др.), рек Уды, Май Половинной и др. Эти массивы прорывают древнедокембрийские гнейсы и нижнепротерозойские граниты. Отсутствие на преобладающей части площади отло-



Фиг. 3. Диаграммы петрохимических характеристик (а-е) гранитоидов сводовых поднятий юго-восточной части Сибирской платформы: Северо-Даурского (1), западной (2) и восточной (3) частей сводового поднятия Станового хребта

жений моложе древнего докембрия весьма затрудняет определение возраста описываемых гранитоидов. Долгое время они относились к палеозою, но геологосъемочные работы масштаба 1:200 000, проводившиеся в 50-60-х годах, установили, что гранитоиды удского комплекса оказывают контактовое воздействие на средне-верхнеюрские песчано-конгломератовые отложения (в верховьях р. Зеи) и перекрываются континентальными осадками, содержащими нижнемеловую флору. По радиологическим определениям их возраст колеблется от 145 до 88 млн. лет [Красный, 1960], что подтверждают геологические данные об их принадлежности к поздней юре-раннему мелу.

Крупные массивы гранитоидов восточной части сводового поднятия, так же как и западной его части, имеют форму пластообразных залежей. Типичными породами комплекса являются равномерно- и среднезернистые гранодиориты, менее характерны биотит-роговообманковые умеренно кислые граниты. В эндоконтактах устанавливаются переходы от гранитоидов к диоритам и более основным породам, которые изредка образуют мелкие самостоятельные тела. Аликальные части массивов сложены гранодиорит-порфирами. Породы удского комплекса сходны с гранитоидами тындинско-бакаранского комплекса западной части сводового поднятия Станового хребта. Они также характеризуются преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Местами в них развиваются крупные порфиroidные выделения калиевого полевого шпата, в которые включены зерна плагиоклаза, цветных минералов и кварца. Структура породы при этом переходит от гишидоморфнозернистой к мондонитовой.

Породы удыхинского интрузивного комплекса распространены более ограниченно, чем удские гранитоиды. Они слагают массивы меньших размеров, которые размещаются в виде цепочек вдоль разломов северо-восточного направления. В бассейне р. Сивакан Г.Г. Марченко наблюдал интрузивные контакты гранитов удыхинского комплекса с нижнемеловыми отложениями и налегание на них эффузивов верхнего мела. Таким образом, геологически устанавливается ранне-поздне-меловый возраст пород этого комплекса. Породы комплекса представлены средне- и крупнозернистыми гранитами, содержащими

Таблица 2

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы пород сводовых

Компоненты	Северо-Даурское поднятие			
	Диориты (12)	Гранодио- риты (12)	Граниты (4)	Лейкократо- вые грани- ты (4)
Окислы				
SiO ₂	56,48	66,41	69,89	75,45
TiO ₂	1,04	0,50	0,32	0,12
Al ₂ O ₃	17,27	15,84	15,51	13,12
Fe ₂ O ₃	3,43	1,87	1,42	1,29
FeO	3,80	1,77	1,07	0,64
MnO	0,10	0,08	0,06	0,07
MgO	3,89	1,58	1,23	0,24
CaO	6,00	2,79	2,15	0,56
Na ₂ O	3,93	3,89	3,93	3,31
K ₂ O	2,62	3,99	4,27	4,37
Коэффициенты				
FeO'	6,89	3,45	2,35	1,79
FeO'/MgO	1,77	2,18	1,91	7,47
K _{Al}	21,2	18,5	17,7	14,66
Na ₂ O'	5,76	6,68	6,92	6,87
K ₂ O/Na ₂ O	0,47	0,72	0,76	0,80
a	0,31	0,20	0,16	0,05
Минералы				
кв	6,1	20,1	23,5	35,0
орт	15,9	23,7	25,6	26,2
аб	34,8	33,5	33,5	32,1
ан	22,1	14,1	10,9	3,1
ди	6,6	2,0	0,4	-
гп	8,1	4,9	3,1	0,5
мт	4,9	2,8	2,1	1,0
ил	2,0	0,9	0,6	0,2
кр	-	-	0,3	0,9
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. В этой и других таблицах: 1) в скобках дано количество анализов; 2) коэффициент $a = \text{ан}/(\text{ан} + \text{аб} + \text{орт})$ в нормативных количествах (по Д.С. Штейнбергу [1975]); 3) $\text{FeO}' = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 0,9$; 4) $\text{Na}_2\text{O}' = \text{K}_2\text{O} \cdot 0,7 + \text{Na}_2\text{O}$; 5) K_{Al} - коэффициент глиноземистости = $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 100 / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 +$

поднятий Северо-Даурского и Станового хребта

Поднятие Станового хребта					
Западная часть			Восточная часть		
Гранодиориты (15)	Граниты (16)	Лейкократовые граниты (2)	Гранодиориты (11)	Граниты (3)	Лейкократовые граниты (2)
65,61	72,16	77,00	67,39	73,00	76,32
0,56	0,20	0,10	0,45	0,13	0,08
16,50	15,76	13,76	15,78	14,80	12,48
1,76	0,90	0,34	1,37	0,40	0,54
2,09	0,80	0,74	2,02	1,02	0,66
0,06	0,04	0,03	0,06	0,05	0,04
1,67	0,71	0,10	1,60	0,23	0,16
3,30	1,41	0,47	3,23	1,64	0,61
3,66	4,02	4,11	3,43	4,23	3,36
4,02	3,76	3,92	2,85	3,00	4,56
3,68	1,61	1,05	3,25	1,38	1,15
2,20	2,28	10,50	2,03	6,00	7,19
19,2	17,6	15,0	18,2	16,6	13,9
6,47	6,90	6,50	5,43	6,33	6,55
0,77	0,72	0,73	0,58	0,50	0,95
0,23	0,11	0,04	0,26	0,13	0,05
18,7	30,4	36,8	26,6	32,7	35,9
23,5	22,1	22,8	17,6	18,1	27,5
31,5	33,8	34,5	29,2	36,1	30,1
16,8	7,0	2,5	16,5	8,2	3,1
-	-	-	-	-	-
5,8	1,7	0,8	6,0	2,1	1,9
2,6	1,9	0,5	2,1	0,7	0,7
1,1	0,5	0,2	0,9	0,5	0,2
-	2,6	1,9	1,1	1,6	0,6
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

+ FeO + MgO); 6) минералы: кв - кварц, орт - ортоклаз, аб - альбит, ан - анортит, ди - диопсид, гип - гиперстен, мт - магнетит, ил - ильменит, кр - корунд, ол - оливин, ап - апатит, гм - гематит, сф - сфен, не - нефелин.

плагноклаз, крупные выделения калинатрового полевого шпата и небольшое количество мелкого биотита.

Тылгыгский комплекс представлен мелкими штоками, дайками и субвулканическими телами, тесно связанными с верхнемеловыми кислыми эффузивами покровов. Кислые эффузивы представлены главным образом липарито-дацитами, липаритами и фельзитами. Интрузивные тела сложены порфировыми породами, в которых вкрапленники резко отличаются по размерам от зерен основной массы. Среди вкрапленников преобладает плагноклаз An_{8-12} , реже встречаются округлые или квадратного сечения зерна кварца, крупные идиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата – ортоклаза и мелкие чешуи биотита. Основная масса микрографической или сферолитовой структуры почти не содержит цветных минералов.

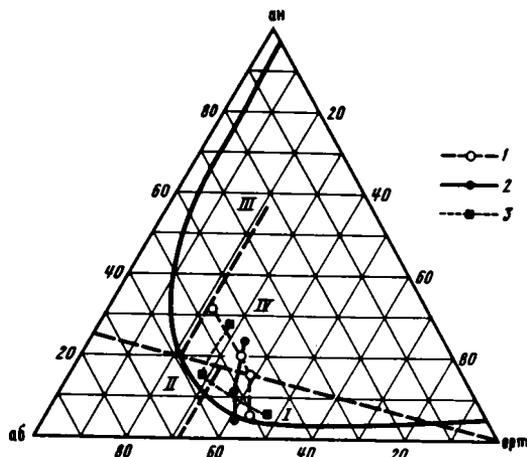
Описанные комплексы, выделяемые в восточной части сводового поднятия Станового хребта, прослеживаются и далее на восток в Прибрежном хребте [Красный, 1960], однако этот район не относится к сводовому поднятию Станового хребта, а принадлежит к западной части Охотско-Чукотского отрезка Восточно-Азиатского пояса и будет рассмотрен ниже в соответствующем разделе.

Таким образом, гранитоидные комплексы различных описанных выше частей юго-восточной окраины Сибирской платформы с запада на восток имеют все более молодой возраст. Из табл. 1 видно, что в Северо-Даурском сводовом поднятии процесс формирования мезозойских гранитоидов охватывал период от конца триаса до поздней юры включительно, в западной части сводового поднятия Станового хребта – от ранней-средней юры до конца раннего мела, а в восточной части этого же поднятия – от конца поздней юры до конца позднего мела. Кроме того, табл. 1 показывает, что в каждом регионе гранитоидный магматизм начинался с более основных членов, затем формировались тесно связанные с последними умеренно кислые граниты, а в конечный этап образовывались лейкократовые граниты повышенной кислотности. Тот же вывод вытекает из табл. 2, в которой приведены средние химические составы гранитоидов для рассмотренных выше сводовых поднятий (породы, подвергшиеся интенсивному постмагматическому калиевому метасоматозу при расчете средних составов не учитывались).

При сравнении химизма гранитоидов всех трех регионов видно, что по изменению содержания суммарного железа (Fe_2O_3 приведено к FeO), по коэффициентам глиноземистости и количеству щелочей породы всех этих районов близки между собой (фиг. 3, а, б, в, г, д, е). Щелочно-известковый индекс Пикока показывает, что гранитоиды сводовых поднятий юго-восточной части Сибирской платформы принадлежат к классу известково-щелочных пород: для гранитоидов Северо-Даурского сводового поднятия индекс Пикока равен 57,4, для западной части сводового поднятия Станового хребта – 58,4, а для восточной его части – 58,6. Такое в общем незначительное изменение в величине индекса Пикока говорит о небольшом увеличении щелочности пород в западном направлении. В какой-то мере о том же свидетельствует график суммарной щелочности¹ $Na_2O' - SiO_2$ (см. фиг. 3, д), из которого видно, что гранитоиды умеренной кислотности восточной части Станового хребта характеризуются меньшей суммой щелочей, но в ультракислых гранитах этого района сумма щелочей равна сумме щелочей ультракислых пород западной части поднятия Станового хребта и Северо-Даурского сводового поднятия. График $K_2O / (Na_2O - SiO_2)$ (см. фиг. 3, е) показывает, что основные и умеренно кислые гранитоиды всех рассмотренных сводовых поднятий имеют более низкие отношения (K_2O / Na_2O) (в них содержание Na преобладает над K) сравнительно с ультракислыми гранитами, в которых содержание K возрастает и отношение K_2O / Na_2O приближается к единице. Исключением является западная часть поднятия Станового хребта, где в ультракислых гранитах отношение K_2O / Na_2O остается тем же. На треугольной диаграмме И.О' Коннера [O'Conner, 1965] видно, что ультракислые граниты восточной части поднятия Станового хребта имеют самое высо-

¹ Под суммарной щелочностью подразумевается сумма $K_2O \times 0,7$ и Na_2O .

Фиг. 4. Диаграмма нормативных составов полевых шпатов (по И.О'Коннеру [O'Connor, 1965]) гранитоидов юго-восточной части Сибирской платформы: Северо-Даурского сводового поднятия (1), западной (2) и восточной (3) частей сводового поднятия Станового хребта. Поля: I – гранитов, II – трондьемитов, III – тоналитов, IV – адамеллитов; здесь и на фиг. 8, 10, 15, 17, 26, 31: аб – альбит, ан – анортит, орт – ортоклаз



кое содержание ортоклаза, западной части – самое низкое, а такие же породы Северо-Даурского сводового поднятия – промежуточное (фиг. 4).

Таким образом, гранитоиды рассмотренных сводовых поднятий юго-восточной части Сибирской платформы достаточно близки между собой по химизму и относятся к классу известково-щелочных пород, для которых устанавливается незначительное увеличение суммы щелочей в умеренно кислых породах в направлении с востока на запад, однако оно сглаживается в конечных ультракислых членах гранитоидного ряда. Во всех разновидностях гранитоидов западной части сводового поднятия Станового хребта отношение K_2O/Na_2O выдерживается в пределах 0,65–0,78, тогда как даже в ультракислых гранитах это отношение равно 0,72. Это не дает основания считать, будто в направлении с востока на запад закономерно возрастает содержание K_2O , что отмечалось ранее некоторыми исследователями [Заболуцкий, 1974].

Алдано-Учурское сводовое поднятие

В пределах Алдано-Учурского сводового поднятия, располагающегося к северу от поднятия Станового хребта и отделенного от него Становой (Южно-Алданской) зоной глубинных разломов, мезозойские интрузивные образования имеют гораздо более ограниченное распространение. Характерной особенностью этого поднятия является присутствие в Центральном-Алданском районе основных щелочных разновидностей, которые Ю.А. Билибин [1947], Ф.Е. Апельцин и др. [1961], Т.В. Билибина и др. [1963] относили к производным щелочно-основной магмы, а Ю.К. Дзевановский [1956], Е.А. Нечаева [Апельцин и др., 1961] считали, что они образовались из гранитной магмы. Автор настоящей работы в 1962–1964 гг. занималась изучением щелочных пород Центрально-Алданского района и пришла к выводу, что они образовались из гранитной магмы в результате ее контактового взаимодействия с вмещающими карбонатными толщами.

Алдано-Учурское сводовое поднятие протягивается в широтном направлении на расстояние около 1000 км. Его западная и центральная части, сложенные главным образом метаморфическими образованиями глубокого докембрия, образуют Алданский щит. В восточной части поднятия этот древний фундамент перекрывается отложениями платформенного чехла различного возраста, и таким образом здесь выделяются три структурных комплекса, отделенных по времени своего формирования многими сотнями миллионов лет: 1) метаморфические толщи древнего докембрия, представленные различными гнейсами и прорванные гранитными интрузиями древнестанового нижнепротерозойского комплекса; 2) осадочные породы платформенного чехла, имеющие рифейский, вендский и кембрийский возраст; 3) юрские осадочные толщи, сохранившиеся от эрозии лишь в наиболее возвышенных участках в виде небольших изолированных пятен.

Согласно исследованиям последних лет рифейские отложения, слагающие низы разреза платформенного чехла, образуют три зоны, отличающиеся по составу пород: западную (Алданскую), центральную (Аймскую) и восточную (Майскую) [Потапов и др., 1974]. Для западной зоны характерно преобладание в разрезах доломитов, тогда как в двух других зонах широко развиты терригенные песчано-глинистые породы. Выше залегает юдомская свита вендского возраста, повсеместно имеющая доломитовый состав. По мере продвижения в западном направлении она ложится на все более нижние горизонты рифея, а на р. Алдан залегает непосредственно на докембрийском фундаменте. Нижнекембрийские отложения в пределах этих зон имеют различный состав, но в западной (Алданской) зоне по-прежнему преобладают доломиты. Таким образом, в разрезе пород чехла приалданской части Алдано-Учурского сводового поднятия от рифея до раннего кембрия включительно преимущественное развитие имели доломиты.

В отдельных участках Алдано-Учурского сводового поднятия непосредственно на древнем фундаменте сохранились вендские (юдомская свита) и нижнекембрийские доломиты, имеющие на его северном крыле мощность от первых десятков до сотни метров. Граница распространения этих толщ на Алданском щите имеет эрозионный характер, что указывает на первоначально значительно более широкое или, возможно, сплошное их распространение. Перекрывающие их нижнеюрские толщи, сложенные конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, по-видимому, первоначально также распространялись значительно шире и, вероятно, имели связь с нижнеюрскими горизонтами Виллоиской синеклизы.

К востоку от Алданского щита, на восточном погружении Алдано-Учурского сводового поднятия, где метаморфические образования фундамента перекрываются отложениями платформенного чехла, наиболее широко распространены нижние части разреза чехла – рифейские терригенные толщи центральной (Аймской) и восточной (Майской) зон. Вендские и нижнекембрийские породы встречаются в основном на возвышенных участках и имеют ограниченное распространение.

Вдоль южной окраины Алдано-Учурского сводового поднятия в мезозое была сформирована Южно-Алданская система прогибов, приуроченная к Становой (Южно-Алданской) зоне глубинных разломов. В этих прогибах в основании разреза обычно залегают маломощные горизонты доломитов вендского и нижнекембрийского возраста, на которых ложится толща юрских пород. Их мощность не постоянна, обычно резко увеличивается от северного приразломного борта прогиба к южному, где в отдельных случаях (Чульманский прогиб) достигает 4000 м [Микунов, 1964]. Все прогибы, входящие в Южно-Алданскую систему, сложены однотипными мезозойскими континентальными отложениями; в нижней части толщи преобладают конгломераты и плохо сортированные грубозернистые песчаники с прослоями и линзами конгломератов, выше материал постепенно становится более тонкозернистым, появляются аргиллиты, углистые сланцы и угли. Такая смена характера осадков по вертикали повторяется несколько раз.

Заложение прогибов Южно-Алданской системы происходило не одновременно, смещаясь от ранней до поздней юры с запада на восток. В более восточных прогибах присутствуют верхнеюрско-нижнемеловые и нижнемеловые осадки. В разрезах верхнеюрских-нижнемеловых пород устанавливаются прослойки эффузивов и туфов различного состава (от основных до кислых). Вулканические породы того же возраста образуют иногда довольно крупные вулканические постройки с кальдерами проседания, окруженными кольцевыми дайками [Кравченко, 1959; Кравченко, Власова, 1962]. В Центрально-Алданском районе вулканические породы известны в бассейнах рек Джеконды, Ылымаха и Большой Юхты, где они тесно связаны с интрузивными образованиями. Породы, выполняющие прогибы, резко отличны от разновозрастных отложений платформенного чехла. По составу, степени сортировки и наличию вулканического материала, а также по связи с разломами и характеру распределения мощностей эти прогибы относятся к орогенным структурам.

Одновременно с проявлением вулканической активности здесь происходило формирование интрузивных тел – лакколитов, пластовых, мелких штоков и даек.

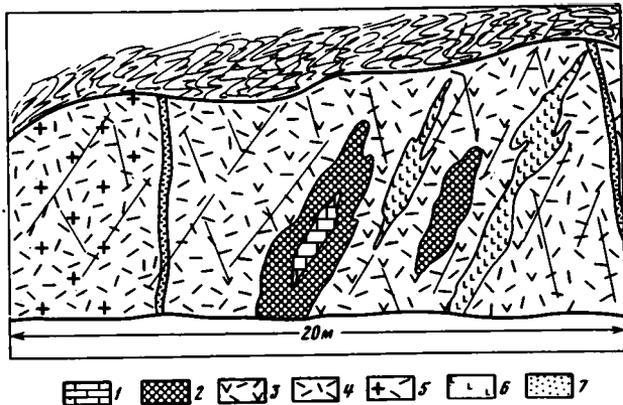
Они сложены гиабиссальными и субвулканическими разновидностями, от которых иногда прослеживаются переходы к собственно вулканическим породам. Размещение пластовых интрузивных тел и лакколитов происходило главным образом по межпластовым и межформационным плоскостям: между кембрийскими и мезозойскими толщами, между горизонтами платформенного чехла или в его основании. По мнению Ю.А. Билибина [1941], породы застывали на глубине от 100 до 1000 м, но в ряде случаев магма прорывалась на поверхность и давала вулканические постройки.

Распределение интрузивных пород неравномерное: магматические тела образуют скопления в виде узлов, вытягивающихся в прерывистую субширотную полосу вдоль северного крыла сводового поднятия, в общем субпараллельную Южно-Алданской зоне разломов, из них наиболее западный – Верхне-Амгинский узел, затем Центрально-Алданский и восточный – Учурский. Эвотинский и Токинский районы развития интрузивных тел размещены южнее: первый – у северного крыла Чульманской мезозойской впадины, а второй – в районе западного окончания Токинской впадины. За исключением Учурского и отчасти Токинского районов, во всех других местах преобладают породы повышенной щелочности (главным образом кварцевые монзониты и граносиениты). В Центрально-Алданском районе, кроме того, развиты собственно щелочные породы: щелочные сиениты, псевдолейцитовые сиенит-порфиры, монзониты, малиньиты и шонкиниты. В Учурском районе и в относительно крупном Токинском массиве (Токинский район) преобладают гранодиориты и граниты, формировавшиеся из умеренно кислой гранитной магмы нормальной щелочности. При этом устанавливается определенная закономерность: массивы Учурского района и Токинская интрузия размещаются в терригенных толщах рифея, тогда как во всех других районах они залегают в доломитах венда и нижнего кембрия.

Образование псевдолейцитовых щелочных пород Центрально-Алданского района Ю.А. Билибин [1941, 1947] связывал с дифференциацией трахибазальтовой магмы, примерно такой же точки зрения придерживались Ф.Е. Апельцин и Ю.М. Шейнманн [Апельцин и др., 1961], Существенным возражением против образования щелочных пород из трахибазальтовой магмы является отсутствие во всей территории Алдано-Учурского сводового поднятия проявлений базальтового магматизма конца юры-начала мела, указывающего на существование очагов базальтовой магмы настолько крупных, что от них могли отдифференцироваться щелочные расплавы. Вероятно, главная масса интрузивных пород этого возраста всей юго-восточной окраины Сибирской платформы является производной умеренно кислой гранодиоритовой магмы. Щелочные породы Центрально-Алданского района составляют лишь небольшой процент от общего количества интрузивных пород Алдано-Учурского сводового поднятия.

Детальное изучение интрузивных пород Центрально-Алданского района, проведенное автором в 1962-1964 гг. [Молчанова, 1965, 1966], показало, что формирование пород происходило в две фазы. В первую образовались кварцевые монзониты, которые застывали на различных уровнях от поверхности и в зависимости от этого обретали различный облик. Полнокристаллические, иногда порфировидные кварцевые монзониты обычно слагают мощные пластовые тела и внутренние части лакколитов; краевые части лакколитов и мало-мощные пластовые тела сложены порфировыми породами субвулканического облика, а вулканические постройки представлены ортофирами и их вулканическими брекчиями. К породам второй фазы относятся гранит-порфиры (по Ю.А. Билибину – кварцевые порфиры), граносиенит-порфиры, слагающие лакколиты и пластовые тела, а также мелкие штоки эгириновых гранитов. Между граносиенит-порфирами и гранит-порфирами, слагающими общее интрузивное тело, устанавливаются постепенные переходы.

Шонкиниты, малиньиты и монзониты представляют собой меланократовые породы, на 40-60% состоящие из слабо окрашенного пироксена (диопсид-авгита), окруженного каймой ярко-зеленого эгирина-авгита, переменного количества (5-20%) плагиоклаза (Aln_{40-50}) и крупных зерен калинатрового полевого шпата (до 45%), переполненного зернами пироксена, плагиоклаза, а в ряде случаев и нефелина (в шонкинитах). Эти породы не образуют самостоятельных



Фиг. 5. Ксенолит нижнекембрийских доломитов в массиве кварцевых сиенитов

1 — доломиты; 2 — скарны; 3 — шонкиниты и монцониты; 4 — щелочноземельные сиениты; 5 — кварцевые сиениты; 6 — крупнозернистые щелочные сиениты пегматоидного облика; 7 — кварцевые жилы

магматических тел, но слагают среди кварцевых монцонитов меланократовые участки или пятна и дают друг с другом постепенные переходы. Количество и размер таких участков убывают от периферии лакколитов к их центральным частям. Нередко внутри участков меланократовых пород находятся ксенолиты магнезиальных скарнов, состоящие на 90–95% из диопсида, отдельных зерен шпинели и магнетита (фиг. 5), в ядрах которых сохраняются незамещенные реликты кристаллического доломита.

Такие взаимоотношения между доломитами, диопсидовыми скарнами, шонкинитами, малиньитами и кварцевыми монцонитами показывают, что меланократовые щелочные породы (шонкиниты, малиньиты и монцониты) образуются в результате магматического замещения доломитов расплавом значительно более кислого состава. Повышенная основность и щелочность этих пород относительно вмещающих их кварцевых монцонитов происходят в связи с повышением химического потенциала оснований (MgO и CaO) при магматическом замещении доломитов. Образовавшийся в результате этого *in situ* магматический расплав обладал высокой химической активностью не только MgO и CaO , но несомненно и таких сильных оснований, как щелочи, особенно K , которые благодаря своей легкой подвижности диффузионно проникали от приконтактовых во внутренние части магматического тела и давали породы повышенной щелочности (обратная волна щелочности по Д.С. Коржинскому [1952, 1962а,б; Жариков, 1960]).

В краевых частях магматических тел и в отдельных мелких телах, представленных субвулканическими разностями, кристаллизация расплава, образовавшегося в результате магматического замещения, происходила несколько иным путем: из расплава, обогащенного щелочами и особенно K , сначала кристаллизовались вкрапленники лейцита, пироксена и иногда ортоклаза. При общей кристаллизации всей породы в основной массе выделялись мелкие кристаллы лейцита, пироксена, ортоклаза и плаггиоклаза. Позднее происходило замещение лейцита тонким сростанием ортоклаза и нефелина с образованием псевдолейцита и обрастание авгита эгириновой каймой. Среди этих пород также встречаются ксенолитоподобные участки, целиком состоящие из пироксена и представляющие собой реликты пироксеновых скарнов. С удалением от таких участков породы постепенно становятся менее меланократовыми, псевдолейцит исчезает, но увеличивается содержание ортоклаза и плаггиоклаза (An_{20-30}) и порода по составу приближается к мелкозернистому сиениту. По-видимому, следствием именно этого процесса магматического замещения доломитовых толщ, особенно резко выраженного в ряде участков Центрально-Алданского района, является общее повышенное содержание щелочей в магматических породах ряда других районов Алдано-Учурского сводового поднятия.

Вероятно, первоначально магматические расплавы, поступавшие с глубины, имели гранодиоритовый (андезито-дацитовый) состав, но в результате реакции с вмещающими доломитами приобрели более высокую щелочность. Подтверждением этому служит гранодиоритовый состав интрузивных пород восточной части Алдано-Учурского сводового поднятия Учурского и Токинского рай-

оно, где магматические тела залегают преимущественно среди терригенных толщ рифейского возраста. Таким образом, исходные магматические расплавы, давшие интрузивные породы Алдано-Учурского сводового поднятия, по-видимому, имели состав, близкий составу магматических расплавов, поступавших в сводовое поднятие Станового хребта.

Изложенный материал по юго-восточной окраине Сибирской платформы показывает, что образование сводовых поднятий, происходившее в мезозое в этой части Сибирской платформы, и связанных с ними приразломных прогибов сопровождалось мощным гранитоидным магматизмом, распространявшимся на всю территорию. Размещение магматических пород происходило вдоль подновленных и вновь заложившихся разломов (в том числе субмеридионального направления), по которым устанавливаются вертикальные движения отдельных блоков, продолжавшиеся и в послемезозойское время [Корешков, 1960; Томашевский, Коген, 1971; Ботов, Ставцев, 1975].

Итак, в юго-восточной части Сибирской платформы континентальная кора уже была сформирована в протерозое. В последующий период, в позднем протерозое-кембрии, на севере и востоке территории отлагались платформенные карбонатные и терригенные осадки. В течение этого времени, вплоть до мезозоя, не устанавливается признаков деструкции древней континентальной коры и образования регенерированной геосинклинали. Тем не менее в мезозое проявился мощный магматизм известково-щелочного гранодиоритового (андезитового) состава. Магматизм не привел к дальнейшему наращиванию ее мощности в юго-восточной части Сибирской платформы.

Судя по данным геофизических исследований, в областях развития сводовых поднятий устанавливается увеличение мощности земной коры, но за счет разрастания "базальтового", а не "гранитного" слоя [Корешков, 1960; Андреев, 1963]. Гравиметрическое изучение юго-восточной части Сибирской платформы (глубинного сейсмического зондирования не проводилось) показало, что мощность "гранитного" слоя здесь не превышает 15-18 км [Ботов, Ставцев, 1975], т.е. она меньше средней мощности коры континентов [Ронов, Ярошевский, 1971]. Разрастание "базальтового" слоя земной коры, геофизически выражающееся в региональных отрицательных гравитационных аномалиях, вообще характерных для сводовых поднятий, И.В. Корешков объясняет разуплотнением и возможным последующим расплавлением глубинных подкоровых масс на глубинах от 60-100 до 300 км. Полный дифференционный ряд гранитоидов от основных габбро-диоритов и диоритов до лейкократовых гранитов, существенно натровый состав более основных членов ряда, увеличение содержания К в кислых и приближение K_2O/Na_2O к единице в лейкократовых членах, а также достаточно тесная связь интрузивных пород с вулканическими образованиями приводят к выводу, что гранитоидная магма имела глубинный источник. Приведенные геологические и геофизические данные подтверждают это положение.

ОБЛАСТЬ С ПАЛЕЗОЙСКИМ ВОЗРАСТОМ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

К областям с верхнепалеозойским возрастом континентальной коры относится протяженная Монголо-Охотская складчатая система, простирающаяся в субширотном направлении на расстояние свыше 2000 км и уходящая на юго-западе в пределы Монгольской Народной Республики. Эта область располагается южнее системы сводовых поднятий и отделена от них краевыми глубинными разломами Монголо-Охотского структурного шва. Складчатая область прошла длительное и сложное развитие [Нагибина, 1963]. В ее пределах выделяются крупные антиклинорные структуры, в которых формирование континентальной коры началось еще в дорифейское время, и синклиории с длительно сохранявшейся корой океанического типа. Только в позднем палеозое отдельные участки с ранним возрастом коры прорессами гранитизации и внедрением гранитоидов были спаяны в единую жесткую структуру.

В мезозое в пределах этой складчатой зоны формировались более или менее изометричные впадины разных размеров и узкие приразломные прогибы,

развитие которых обычно связывают с процессами активизации. Наиболее крупными наложенными впадинами являются Восточно-Забайкальская, Ольдойская, Амуро-Зейская и др. В разрезах выполняющих их отложений выделяется морская моласса, выше сменяющаяся континентальной грубообломочной вулканической и угленосной молассой [Нагибина, 1969]. Время образования и возраст отложений, выполняющих впадины, сменяются с запада на восток от триасово-раннеюрского до позднемелового.

Вулканические породы, входящие в состав этих толщ, представлены андезитами, дацитами и липаритами; основные породы встречаются редко. Одновременно с излияниями вулканических пород внедрялись субвулканические и гипабиссальные тела гранитоидов, тесно связанные с вулканитами. Мелкие массивы гранитоидов размещаются обычно по окраинам наложенных впадин, вблизи ограничивающих разломов, реже внутри впадин. Возраст гранитоидов, как и вулканических пород, с которыми они связаны, а также осадочных толщ становится более молодым по мере продвижения на восток [Красный, 1960; Масайтис, Старичкий, 1963; Нагибина, 1963; и др.].

Лишь вдоль крупных разломов Монголо-Охотского структурного шва размещаются крупные массивы гранитоидов, приуроченные к Южно-Даурскому сводовому поднятию. Оно является юго-западным продолжением Северо-Даурского сводового поднятия. В его строении принимают участие не только докембрийские, но и палеозойские толщи. Южно-Даурское поднятие вытянуто в северо-восточном направлении, т.е. нередко занимает секущее положение относительно простирающихся палеозойских структур, что указывает на его более поздний (мезозойский) возраст.

Мезозойские гранитоиды в Южно-Даурском сводовом поднятии распространены более широко, чем в других районах Монголо-Охотской складчатой системы, и очень сходны с гранитоидами Северо-Даурского свода. Среди гранитоидов выделяют поздне триасово-юрский кыринский комплекс, представленный породами различного состава - от габбро-диоритов до умеренно кислых гранитов, совершенно аналогичных гранитоидам амананского комплекса. Среднеюрские гипабиссальные и субвулканические гранит-порфиры сохондинского комплекса, дающие переходы к эффузивным дацитам и липаритам, близки амуджигано-сретенским гипабиссальным гранитам, а наиболее молодые лейкократовые граниты харалгинского комплекса, имеющие возраст 140 млн. лет и наиболее обогащенные SiO_2 и K, являются аналогами нерчуганского комплекса.

Детальное описание гранитоидов мелких массивов Монголо-Охотской структурной зоны дано в ряде работ [Нагибина, 1963; Тихомиров, 1963]. Они, так же как и гранитоиды Южно-Даурского сводового поднятия, очень близки охарактеризованным выше породам Северо-Даурского и Станового сводовых поднятий.

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ МЕЗОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Геологическая позиция гранитоидов

Мезозойская складчатая система Северо-Востока СССР занимает обширную территорию от Сибирской платформы до Корякско-Камчатской области кайнозойд. Строение этой территории весьма сложно, отдельные ее части до сих пор еще недостаточно изучены и разными исследователями интерпретируются по-разному. Западная часть этой системы обычно выделяется в Верхояно-Колымскую складчатую область, в пределах которой развиты крупные антиклинорные и синклинорные структуры. Они сложены отложениями верхоянского комплекса, включающего породы верхнего карбона, перми, триаса, нижней, средней и низов верхней юры [Херасков, 1935].

Для пород верхоянского комплекса характерно резкое преобладание терригенного материала, лишь в отдельных горизонтах присутствуют небольшие примеси вулканогенного и карбонатного материала [Спрингис, 1958; Пущаровский, 1960; Дубовиков, 1961; Гребенников, 1961; Богданов, 1963; Мокшанцев и

др., 1964; Тектоника Якутии, 1975; и др.]. Кроме того, для них характерны относительно небольшие мощности, отсутствие магматических образований начальных этапов развития геосинклинальных прогибов и своеобразная морфология складчатых структур, выраженная в чередовании широких брахиформных антиклинальных складок с флексурообразными перегибами и узкими линейными синклиналями. Эти особенности в сочетании с геофизическими данными указывают на то, что Верхояно-Кольмская складчатая область в мезозое представляла собой млогосинклиналь, заложенную на докембрийской континентальной коре. Метаморфический фундамент ступенчато погружается по системе разломов в направлении с юго-запада на северо-восток, с чем связано чередование структур разного типа и увеличение мощности мезозойских отложений в том же направлении [Богданов, 1963; Рожков и др., 1971]. Все структуры в общем имеют северо-западное простирание, из них структурами первого порядка являются Верхоянский мегантиклинорий, Яно-Кольмский мегасинклинорий и сложная структура междуречья Индигирки и Кольмы, выделяемая ранее в Кольмский срединный массив. В последние годы вопрос о существовании Кольмского массива стал предметом острой дискуссии, основные положения которой будут кратко рассмотрены ниже.

Верхоянский мегантиклинорий сложен преимущественно пермскими морскими песчано-сланцевыми толщами. Для него характерно отсутствие в разрезе вулканических пород и весьма ограниченное распространение интрузивных образований (единичные мелкие тела мезозойских гранодиоритов). Южная часть мегантиклинория, имеющая меридиональное простирание, носит название Сетте-Дабанского антиклинория.

В пределах Яно-Кольмского мегасинклинория выходят главным образом отложения верхней части верхоянского комплекса: среднего и верхнего триаса, нижней и средней юры. В ядрах антиклинальных структур обнажаются и более низкие горизонты верхоянского комплекса. В южной, расширенной части Яно-Кольмского мегасинклинория располагается Охотский остаточный массив, разделяющий его на две ветви: западную - Южно-Верхоянский синклинорий и восточную - Верхне-Индигирский. В Охотском остаточном массиве выходят архейские метаморфические комплексы, аналогичные комплексам Алданского щита, перекрытые палеозойскими породами платформенного чехла [Гринберг, 1968]. Центральная часть Яно-Кольмского мегасинклинория занята ограниченной разломами Адычанской зоной складчато-глыбовых поднятий. В ее пределах обнажаются главным образом средне- и верхнетриасовые морские и лагунные отложения, смятые в широкие брахиантиклинальные складки, разделенные узкими шелевидными синклиналями. Вдоль разломов размещается значительное количество мелких штоков гранитоидов и даек. На основании геофизических данных предполагается, что Адычанская зона складчато-глыбовых поднятий является северо-западным погруженным продолжением Охотского массива [Шапошников, 1962; Мокшанцев и др., 1964].

Южно-Верхоянский синклинорий, расположенный между Охотским массивом и Сетте-Дабанским антиклинорием, сложен породами верхоянского комплекса, начиная от верхнекаменноугольных и кончая среднеюрскими. Преобладают пермские толщи, в меньшей мере развиты триасовые и еще в меньшей - ниже-среднеюрские песчано-глинистые породы. В разрезе верхнекаменноугольных и нижнепермских толщ значительную роль играют известняки. Строение синклинория сильно осложнено многочисленными субмеридиональными разломами глубокого заложения (структурными швами), определившими его продольную зональность. Однако намечаются и поперечные структуры, связанные, по-видимому, с неоднородностями в строении фундамента [Шапошников, 1961, 1962; Шапошников, Шапошникова, 1961; Рожков и др., 1971]. С крупными разломами субмеридионального направления и оперяющими их более мелкими нарушениями, а также с поперечными разломами связано размещение значительного числа мелких и более крупных массивов гранитоидов.

Верхне-Индигирский синклинорий размещается по восточную сторону Охотского массива. Он сложен породами нижней и верхней перми и всех трех отделов триаса. В верхнепермской части разреза значительно развиты туфогенные слан-

цы, сменяющиеся алевролитом-глинистыми отложениями триаса. Прорды образуют линейные складки северо-западного простирания, но имеются и поперечные структуры, аналогичные структурам Южно-Верхоянского синклиниория. Вдоль северо-восточного крыла Верхне-Индибирского синклиниория протягивается полоса выходов довольно крупных массивов гранитоидов, названная Таскыстабытским поясом гранитоидов [Матвеевко, Шаталов, 1958].

Северо-восточнее Верхне-Индибирского синклиниория расположен Аян-Уряхский (или Нерский) антиклинорий, сложенный преимущественно породами обеих отделов перми. В верхней перми, так же как и в соседнем синклиниории, выделяется свита туфовых сланцев с прослоями грубозернистых песчаников и конгломератов. Выше согласно залегают глинистые сланцы триаса. Массивы гранитоидов в Аян-Уряхском антиклинории развиты в меньшем количестве, чем в Верхне-Индибирском синклиниории.

Следующей структурой, граничащей с Аян-Уряхским антиклинорием, является Иньяли-Дебинский синклиниорий. Эта наиболее протяженная структура (более 1000 км) прослеживается в северо-западном направлении от р. Балыгычан до р. Селеннях, где она сочленяется с Полоусненским синклиниорием субширотного простирания.

Иньяли-Дебинский синклиниорий сложен отложениями среднего и верхнего триаса, нижней, средней и верхней юры (келловей), смятыми в сложные линейные складки северо-западного простирания. Юрские отложения представлены флишем, в котором, кроме аргиллитов, алевролитов и песчаников, присутствуют отдельные прослои гравелитов, пепловых туфов и известняков [Гребенников, 1961]. Синклиниорий разбит большим количеством продольных разломов, наибольшее число которых размещается в его северо-восточном крыле. Кроме того, имеются разломы поперечного, северо-восточного простирания.

К разломам обоих направлений приурочены разных размеров массивы гранитоидов и серии даек. Особенно крупные и многочисленные массивы гранитоидов размещены в северо-восточном крыле синклиниория, приуроченные к продольным разломам. Здесь они образуют обширный пояс северо-западного простирания, носящий название Главного интрузивного пояса Северо-Востока [Матвеевко, Шаталов, 1958]. Северо-западный фланг Иньяли-Дебинского синклиниория сочленяется с Полоусненским синклиниорием, имеющим северо-восточное, близкое к широтному простирание. Последний также сложен триасово-юрскими терригенными отложениями и ограничен с юго-востока палеозойскими, преимущественно карбонатными, толщами, слагающими Полоусненский и Улахан-Сисский горст-антиклинории. Вдоль юго-восточного крыла Полоусненского синклиниория протягиваются крупные гранитные массивы северного интрузивного пояса [Яблоков, Некрасов, 1960].

Северо-восточнее Иньяли-Дебинского синклиниория расположены горст-антиклинории хребтов Черского и Тас-Хаяхта, отделенные от Иньяли-Дебинского синклиниория крупной Дарпирской зоной разломов. Горст-антиклинории сложены преимущественно карбонатными, в меньшей мере терригенными отложениями ордовика, силура, девона и нижнего карбона. Они сложно дислоцированы, разбиты многочисленными разрывами и надвигами и имеют чешуйчато-блоковое строение [Богданов, 1963].

Еще далее к северо-востоку, в междуречье Индибирки и Колымы, располагается сложно построенный, но плохо обнаженный и слабо изученный район. В его центральной части, на Алазейском поднятии, на поверхности выходят породы палеозоя и мезозоя, но на большей площади развит мощный покров четвертичных отложений, перекрывающий все более древние структуры. На ранних этапах изучения Северо-Востока СССР С.В. Обручев [1934] предполагал наличие здесь Колымской платформы, а М.М. Тетяев [1935], П.Н. Кропоткин и Е.Т. Шаталов [1936] и другие исследователи считали этот район геосинклиналью. Позже по мере накопления геологических данных было установлено, что отложения перми, верхнего триаса и всех трех отделов юры имеют небольшую суммарную мощность [Пепеляев, Терехов, 1962] и что район "обтекается" значительно более мощными, сильно дислоцированными толщами палеозоя и мезозоя. Это позволило Н.С. Шатскому [1965] и многим другим исследователям

[Пушаровский, 1960; Богданов, 1963; Тильман, 1958, 1968; Мокшанцев и др., 1964; и др.] выделить этот район как Колымский срединный массив. Геофизические материалы [Шапошников, Шапошникова, 1961] подтвердили маломощность разреза осадочных пород, развитых в пределах этого массива, и вероятность того, что они принадлежат к отложениям платформенного чехла, залегающего на древнем гетерогенном фундаменте.

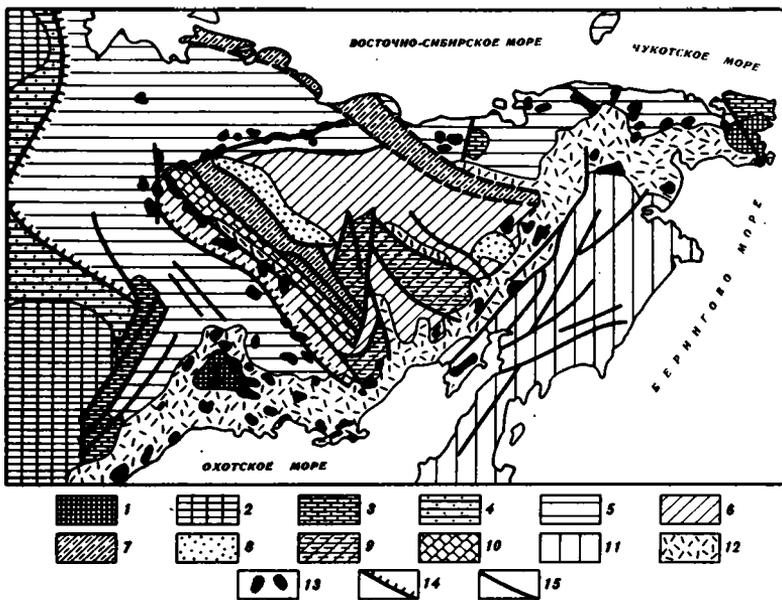
Представление о существовании Колымского срединного массива в течение более двух десятков лет было общепризнанным, однако в последние годы опубликованы работы [Шило и др., 1973; Тильман, 1973; Тильман и др., 1975; Шарковский, 1975; Мерзляков, Терехов, 1976; и др.], в которых на основании новых геологосъемочных и тематических исследований отрицается существование Колымского срединного массива. Согласно этой точке зрения, Индигиро-Колымское междуречье представляет собой эвгеосинклинальную складчатую область, заложившуюся в палеозое на океанической коре, вскрывшейся в результате раздвига блоков с древней континентальной корой. Нижняя часть разреза эвгеосинклинальных отложений (палеозойского и триасово-среднеюрского возраста) представлена вулканогенно-кремнисто-терригенными формациями океанической стадии, сложно дислоцированными и метаморфизованными до фации глаукофановых сланцев [Шило и др., 1973]. Выше залегают средне-верхнеюрские вулканы основного и среднего состава с небольшой примесью кислого материала, тронванные массивами гранитоидов.

Однако В.Е. Хаин, Е.Е. Милановский, К.Б. Мокшанцев, Т.А. Гринберг, Г.С. Гусев и многие другие допускают существование Колымского срединного массива. По их мнению, массив сложен метаморфизованными протерозойскими породами (фашия зеленых и дистеновых сланцев), обломки которых встречаются в девонских туфопесчаниках. В рифее-раннем палеозое в отдельных глубоких прогибах, образовавшихся в результате деструкции древней коры, накапливались мощные карбонатные толщи, слагающие горст-антиклинорий. В среднем палеозое на большей части Индигиро-Колымского междуречья шло накопление осадочных толщ, по характеру близких к отложениям платформенного чехла, развитого на площади Охотского массива, что также позволяет отнести этот район к срединным массивам. Одновременно в палеозое формировались системы рифтовых зон, по которым происходило раздвижение континентальных блоков и поступление магматических расплавов основного, щелочного и отчасти кислого состава [Мокшанцев и др., 1977].

Наиболее существенные деструкции произошли в позднем палеозое-раннем мезозое, когда в тыловой части перемещавшегося к востоку континентального Колымо-Омолонского блока произошел крупный разрыв и образовался широкий прогиб - Иньяли-Дебинский синклиниорий, в котором вплоть до келловая накапливались терригенно-глинистые отложения большей мощности. В конце средней и в поздней юре к северо-востоку от Иньяли-Дебинского синклинория в пределах Илин-Тасской зоны, протягивающейся в северо-западном направлении на расстояние более 600 км, происходили излияния базальтов, андезитов и небольшого количества кислых лав. Вулканический материал переслаивался с морскими терригенными средне- и позднеюрскими отложениями, мощность которых достигает 10000 м [Красный, 1971, 1973, 1974; Лычагин, 1975]. Излияния лав основного и среднего состава позволяют предположить, что в средней и поздней юре здесь существовала островная вулканическая гряда.

Как можно видеть, различия в представлениях двух групп исследователей сводятся в основном к масштабам перемещения блоков при раздвиге. Сторонники первой точки зрения считают, что Алазейский район в результате деструктивных перемещений был превращен в область с корой переходного типа, тогда как сторонники второй допускают лишь небольшие перемещения Алазейского блока, в основании которого находится древняя континентальная кора. Вне зависимости от масштабов раздвигания, по-видимому, обеими группами признается, что поступление базальтовых и андезитовых лав шло с больших глубин и связано с раздвигом, в результате которого произошло утонение континентальной коры и, возможно, даже приоткрытие участков океанической коры (фиг. 6).

Накопление геосинклинальных отложений в Верхояно-Колымской области за-



Фиг. 6. Схема тектоники Северо-Востока СССР (по М.С. Тильману и др. [1975], несколько упрощенная и дополненная автором)

Континентальная кора дорифейского возраста, залегающая: 1 – на дневной поверхности, 2 – под отложениями чехла Сибирской платформы, 3 – в основании краевых поднятий, сложенных преимущественно карбонатными породами палеозоя (О–С), 4 – в основании миогеосинклинальных зон, сложенных складчатым верхоянским комплексом (Р–J₂), 5 – в основании Приверхоянского краевого прогиба; континентальная кора мезозойского возраста (Алазейско-Олойская и Гижигинская системы): 6 – комплексы океанической и переходной стадии (Т–J₂, J₃–K₁), 7 – регенерированные рифтогенные зоны (J₃–K₁), 8 – комплексы континентальной стадии (К); блоки дорифейской континентальной коры внутри эвгеосинклиналей, сложенные: 9 – пологодислоцированным чехлом (R–J), 10 – складчатыми комплексами, содержащими карбонатные породы (О–Т); 11 – области с незавершенным формированием континентальной коры; 12 – Охотско-Чукотский отрезок Восточно-Азиатского вулканического пояса; 13 – мезозойские гранитоиды; 14 – надыги; 15 – разломы

кончилось в поздней юре или к началу раннего мела, в несколько различное время в разных участках, в наиболее прогнутых оно продолжалось и в волжское время. Главная фаза складчатости, происходившая в поздней юре, также закончилась к этому времени. После ее завершения проявились интенсивные разрывные дислокации – были заложены новые и подновлены уже существовавшие крупные зоны разломов. Они имеют преимущественное северо-западное простирание, в основном совпадающее с направлением складчатых структур, которые пересекаются ими лишь на флангах. С юго-запада на северо-восток выделяются следующие зоны разломов: Дарпирская, Улаханская и Арга-Тасская. Два последних разлома ограничивают и отделяют Ильин-Тасскую зону от Момской и Зырянской впадин, выполненных верхнеюрско-нижнемеловыми лагунно-континентальными породами верхней молассы. Дарпирский разлом ограничивает палеозойские горст-антиклинории и антиклинальные структуры северо-восточного крыла Иньяли-Дебинского синклиория.

С Дарпирским и Улаханским разломами сопряжена система узких грабенов, протягивающаяся в северо-западном направлении на расстояние около 800 км. С северо-запада на юго-восток расположены Догдинский, Умбинский, Дарпирский и Омудевский грабены, а также Элекчинский, приуроченный уже к юго-восточной части Арга-Тасского разлома. Все эти грабены, размещающиеся в пределах Тас-Хаяхтахского и Омудевского горст-антиклинорий и вдоль их гра-

ниц с северо-восточным крылом Иньяли-Дебинского синклиория, выполнены вулканическими образованиями и в целом слагают узкую вулканическую зону, называемую Уяндино-Ясачинской. Детальное изучение слагающих ее пород позволило выделить два разновозрастных комплекса [Гринберг и др., 1974]. Нижний комплекс, имеющий позднеюрский возраст, представлен преимущественно андезитами с подчиненным количеством базальтов и кислых эффузивов, верхний - поздне меловой комплекс - имеет преимущественно липаритовый состав.

С нижним комплексом тесно связаны субвулканические тела, дайки и силлы базальтов и габбро, диорит-порфиритов, гранит-порфиров и субвулканических липаритов, с верхним - многочисленные субвулканические тела и дайки преимущественно липаритового состава. В целом для пород Уяндино-Ясачинской вулканической зоны устанавливается постепенное возрастание в юго-восточном направлении роли кислых эффузивов поздне мелового комплекса [Гринберг и др., 1974]. Так, в самом северо-западном - Догдинском - грабене они отсутствуют, в Умбинском вулканическом поле встречаются единичные потоки и отдельные субвулканические тела более молодых липаритов, в Интахском вулканическом поле широко представлены потоки и субвулканические липариты, а самая юго-восточная - субмеридиональная Балыгычано-Сутойская впадина сложена преимущественно поздне меловыми вулканическими и интрузивными породами состава от базальтов и габбро до липаритов и лейкократовых гранитов [Руб, 1969].

Исследования, проведенные Г.А. Гринбергом и его соавторами, показали, что вулканы не только заполняют грабены, но и выходят за их пределы, слага обширные вулканические поля, где мощность эффузивов резко увеличивается с приближением к разломам, ограничивающим грабен. Вероятно, эффузивные породы первоначально имели более широкое распространение, но к настоящему времени сохранились лишь местами из-за позднейших интенсивных поднятий и эрозии. Одной из немногих вулканических структур, сохранившихся в северо-восточной части Арга-Уряхского (Нерского) антиклинория, является Тарынский субвулкан, окруженный небольшим полем вулканических пород. Он сложен субвулканическими дацитами, липарито-дацитами и липаритами; окружающие его вулканические породы имеют тот же состав и прорваны мелкими интрузивными телами гранит-порфиров и гранитов. К.Н. Рудич [1962], изучавший как этот субвулкан, так и Буордахский, находящийся вблизи Дарпирского разлома [Рудич, 1966], пришел к выводу, что эффузивные и интрузивные породы представляют собой единую вулкано-плутоническую ассоциацию. Более того, он считал, что и крупные массивы гранитоидов главного интрузивного пояса также относятся к этой ассоциации. В противоположность К.Н. Рудичу Г.А. Гринберг и его соавторы резко разделяют этапы формирования вулканических (поздне-юрский и поздне меловой) ранне меловым периодом внедрения гранитоидов Главного интрузивного пояса, хотя и относят те и другие к вулкано-плутонической ассоциации [Гринберг, 1969; Рожков и др., 1971].

Из приведенного описания видно, что Верхояно-Колымская мезозойская складчатая область характеризовалась слабым развитием магматизма на протяжении всего геосинклинального периода. Только после полного завершения накопления геосинклинальных отложений и после главной фазы складчатости началась интенсивная магматическая деятельность, проявившаяся в пределах области крайне неравномерно и независимо от складчатых структур. В Верхоянском мегантиклинории известны лишь единичные мелкие тела гранитоидов. В Яно-Колымском мегасинклинории количество и размеры интрузивов гранитоидов постепенно увеличиваются в северо-восточном направлении. Так, в Южно-Верхоянском синклиории они представлены небольшим числом некрупных массивов, в Арга-Уряхском антиклинории и Адычанской зоне складчато-глыбовых поднятий образуют мелкие штоки и обширные поля даек, в северо-восточном крыле Верхне-Индибирского синклиория массивы гранитоидов достигают значительных размеров. Наиболее насыщен гранитоидными телами Иньяли-Дебинский синклиорий, но также неравномерно: в центральной части развиты большие поля даек и многочисленные мелкие штоки, а в северо-восточном крыле, вблизи ограничивающей его системы крупных разломов, сосредоточено громадное количество средних и

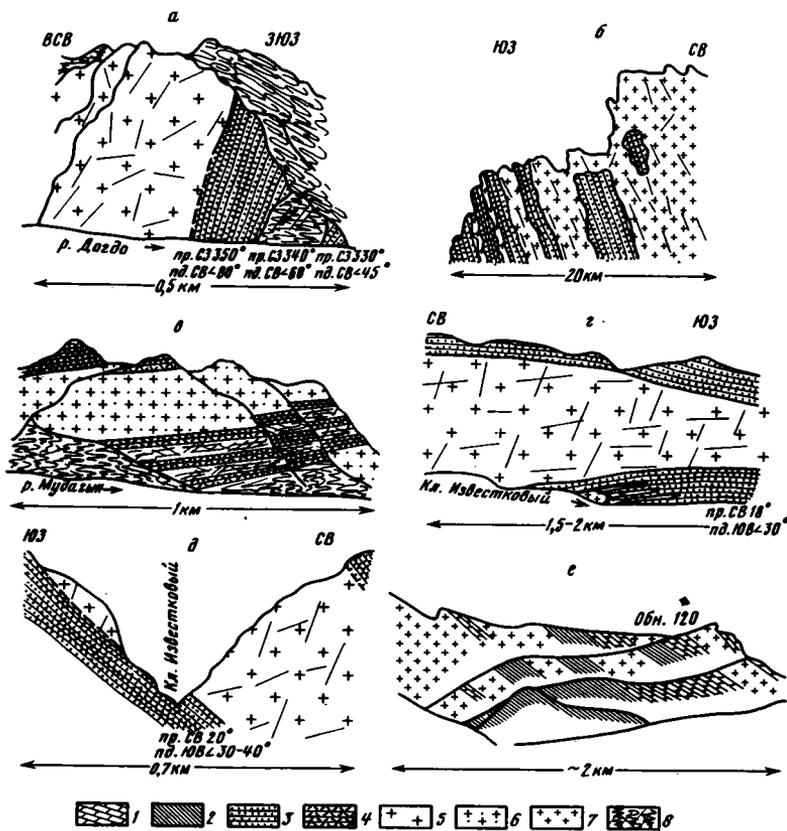
крупных массивов, причем размеры некоторых из них достигают более 1000 км². Если учесть, что в Уяндино-Ясащинском вулканическом поясе, приуроченном к той же системе разломов, вулканические породы среднего и кислого состава нередко имеют большую мощность (первоначально, возможно, были развиты более широко), то станет очевиден размах магматической активности в конце юры и в мелу. Характер размещения магматических образований указывает на тесную связь их с разрывными нарушениями, секущими уже сформированные складчатые структуры.

Крупные массивы гранитоидов северо-восточного крыла Иньяли-Дебинского синклиория образуют протяженный пояс, называемый Главным интрузивным поясом Северо-Востока [Матвеевко, Шаталов, 1958]. Он имеет северо-западное простирание и в большей своей части совпадает с направлением складчатых структур синклиория, а сами массивы того же простирания образуют в пределах пояса продольные ряды. Это послужило основанием считать, что гранитоидные массивы пояса являются синскладчатыми. В дальнейшем было установлено, что направление пояса и ориентированное положение гранитоидных массивов в нем обусловлены простиранием разрывных нарушений, с которыми тесно связано размещение интрузивов. На северо-западе территории разломы секут складчатые структуры, изменяющие здесь свое простирание на меридиональное, переходящее в Полоусненском синклиории на северо-восточное, близкое к широтному. Массивы гранитоидов, размещаясь вдоль разломов, также становятся секущими.

В Главном интрузивном поясе насчитывается несколько десятков массивов размером от мелких штоков до огромных интрузивов. Наиболее крупными являются Чибгалахский (250×10–40 км), Хадарыньинский (120×20–20 км), Порожнощепинский (80×25–30 км), Ливо-Эрикитский (80×4–20 км), Туостакский (70×3–20 км), Верхне-Тирехтяхский, Догдинский, Чималгинский и ряд других меньших размеров. Некоторые массивы, например Гырбыньинский, залегают непосредственно в Дарпирской зоне разломов, другие более или менее удалены от главного нарушения и, по-видимому, приурочены к оперяющим его сопряженным разрывам, как, например, Чибгалахский, Туостакский, Догдинский и другие массивы. Большая часть массивов размещается в триасовых и юрских пегматитово-алевролитово-пелитовых породах верхоянского комплекса, дающих в контакте с гранитоидами ореолы роговиков различной ширины. В тех случаях, когда разрывы секут разновозрастные структуры, крупные массивы залегают одной частью в терригенных мезозойских толщах, а другой – в палеозойских карбонатных породах Тас-Хаяхтахского, Омудевского или Полоусненского горст-антиклинория (Верхне-Тирехтяхский, Догдинский, Селенныхский и другие массивы); отдельные мелкие массивы (Кыт-Тасский, Наледный, Мунилканский) целиком размещены в палеозойских карбонатных породах, которые в контакте с гранитоидами подверглись скарнированию. Некоторые крупные массивы залегают в верхнеюрских (кго-восточное окончание Догдинского массива) и нижнемеловых эффузивах (Гырбыньинский массив).

В свое время Ю.А. Билибин [1937, 1940], изучавший гранитоиды Верхне-Чукотской складчатой области, большую часть гранитоидных массивов отнес к среднему этапу развития магматизма геосинклинальных областей. Среди гранитоидов этого этапа он выделил комплекс батолитовых малых интрузий и даек и комплекс батолитовых крупных массивов гранодиоритов и гранитов, образующих Главный пояс, последний комплекс получил название колымского.

К гранитоидам конечного этапа Ю.А. Билибин отнес мелкие тела преимущественно лейкократовых гранитов и назвал их омсукчанским комплексом. Считалось, что в противоположность массивам колымских гранитоидов продольных рядов омсукчанские лейкократовые граниты связаны с разломами северо-восточного простирания и образуют поперечные ряды, секущие складчатые структуры; формировались они значительно позже. Условно их относили к позднему мелу [Матвеевко, 1960; Еловских, 1974]. Кроме того, выделялся еще охотский комплекс гранитоидов, по возрасту являющийся промежуточным. Предполагалось, что гранитоиды охотского комплекса развиты только вблизи охотского побережья, а в рассматриваемом регионе отсутствует.



Фиг. 7. Зарисовки обнажений, вскрывающих форму гранитных массивов
 а – северо-западный контакт Догдинского массива; б – деталь северо-западного контакта Догдинского массива; в – залегание гранит-порфиров юго-восточного контакта Догдинского массива; з и д – северо-западный контакт Верхне-Тирехтяхского массива, залегающий в сланцах триаса; е – западный контакт Верхне-Тирехтяхского массива, залегающий в карбонатно-терригенных толщах палеозоя
 1 – палеозойские карбонатные породы; 2 – палеозойские сланцы; 3 – песчано-сланцевые толщи верхоянского комплекса; 4 – верхнеюрская эффузивно-осадочная толща Догдинского грабена; 5 – биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 6 – гранодиорит-порфиры; 7 – лейкократовые мелкозернистые граниты; 8 – осыпи

Работами Ф.Е. Апельцина [1957] было показано, что добатолитовый комплекс мелких интрузий и даек делится на шесть возрастных групп, одна часть которых предшествовала внедрению крупных массивов, другая формировалась после них, а третья – после гранитоидов охотского комплекса. Ю.А. Билибин относил крупные массивы колымского комплекса к среднему этапу развития геосинклинальной области, принимая их за батолитовые тела, формировавшиеся *in situ* в толще пород верхоянского комплекса путем гранитизации. Уже давно установлено, что эти гранитоиды не являются автохтонными и их внедрение происходило по разломам после окончания складкообразования. Однако они до сих пор описываются как батолитоподобные (добавление окончания "подобные", на наш взгляд, не имеет смысла, так как оно не только лишено генетического значения, но и не соответствует форме массивов).

Многие исследователи, детально изучавшие отдельные массивы, отмечали, что в удалении от контакта вмещающие породы нередко имеют средние углы падения, которые с приближением к массиву возрастают и в самом контакте становятся близкими к вертикальным, одновременно возрастает степень раздроб-

ленности пород [Рожков и др., 1971; Молчанова, 1968]. Возможно, это связано с динамической активностью внедрявшейся магмы. Вместе с тем наблюдения Л.К.Дубовикова (при изучении контактов Догдинского и Синекандинского массивов), И.Я.Некрасова [1961], К.В.Яблокова и И.Я.Некрасова [1960] (на Верхне-Тирехтяхском и крупном Улахан-Сисском массивах в Полоусненском горст-антиклинории), а также автора [Молчанова, 1968] (на Верхне-Тирехтяхском, Догдинском и Наледном массивах) показывают, что один и тот же массив имеет как крутые, так и пологие контакты. В ряде участков при резко расчлененном рельефе можно видеть, что массивы образуют более или менее мощные пластовые залежи, на всю мощность вскрытые глубоко врезаемыми долинами (фиг. 7).

Таким образом, эти массивы представляют собой типичные пластовые тела. По-видимому, магматические расплавы поступали во вмещающие толщи по относительно крутым разрывным нарушениям, а затем размещались по пологим межпластовым или межформационным плоскостям.

Возраст гранитоидов

Гранитоидные массивы в большинстве своем залегают в породах верхоянского комплекса, иногда в палеозойских карбонатных толщах, и лишь в отдельных случаях установлено их залегание в верхнеюрских эффузивах (Догдинский, Чималгинский массивы). Верхняя возрастная граница гранитоидов неясна: с одной стороны, имеются указания на то, что липариты поздне мелового комплекса содержат включения гранитоидов, сходных с раннемеловыми гранодиоритами и биотитовыми гранитами, а с другой — устанавливается прорывание Гырбыньинским массивом поздне меловых липаритов. Большое число радиологических определений возраста гранитов многих крупных массивов, штоков и даек [Красный, Полевая, 1960; Фирсов, 1960б; Ненашев, 1963, 1965; Гельман, Загрузина, 1968; Загрузина, 1968, 1973, 1977; Лебедева, 1969] не подтвердило различий в возрасте гранитоидов "продольных" и "поперечных" рядов. Оказалось, что для пород крупных массивов, относившихся к колымскому комплексу, получены цифры, варьирующие в широком диапазоне — от 160 до 70 млн. лет. Из крупных массивов наиболее древний возраст был получен для гранитоидов Порожноцепинского массива (160 млн. лет), отвечающий поздней юре, но в его восточной части залегают тела кварцевых диоритов, имеющих возраст 93 млн. лет [Ненашев, 1965]. Для Верхне-Тирехтяхского массива проведено более десяти определений, давших цифры от 148 до 125 млн. лет, такой же возраст получен для пород Кыт-Тасского и Наледного массивов [Лебедева, 1969]. Хадарынтинский массив, секущий палеозойские толщи Селенняхского горст-антиклинория и триасовые терригенные отложения западной части Полоусненского синклинория, сложен породами возраста от 137 до 127 млн. лет, но биотитовые граниты центральной его части имеют возраст 95 млн. лет. Для биотитовых гранитов Чибгалахского массива определен возраст в 125 млн. лет. Дайковые гранит-порфиры, секущие эти граниты, имеют 117 млн. лет, а аплитовидные граниты того же массива — 82 млн. лет. Возраст лейкократовых гранитов Гырбыньинского массива, прорывающих верхнемеловую вулканическую толщу, 70–72 млн. лет [Ненашев, 1965].

Н.И. Ненашев на основании полученных им данных приходит к выводу, что магматические породы Верхояно-Колымской области формировались непрерывно на протяжении поздней юры и всего мела (отдельные определения дайковых пород дали даже 50 млн. лет, что отвечает палеогену). Однако при такой непрерывности устанавливается несколько этапов максимальной активности магматизма: первый максимум — в конце юры-начале мела (140–130 млн. лет), второй — в раннем меле (115–105 млн. лет) и третий, менее резко выраженный, — в конце позднего мела (70 млн. лет). И.А. Загрузина также устанавливает несколько максимумов и объясняет непрерывность полученного ряда цифр, с одной стороны, методическими особенностями К-Аг определений возраста, с другой — проявлением наложенных процессов, затухающих ход кристаллизации магматического расплава. Максимумы, выделенные И.А. Загрузиной [1973],

следующие: 1) около 137 млн.лет – время формирования гранитоидов ранней фазы, 2) 120–110 млн.лет – вторая половина раннего мела – образование высокоглиноземистых биотитовых гранитов и 3) 80 млн.лет – поздний мел – кристаллизация лейкократовых субщелочных гранитов. Максимумы, выявленные в возрастах интрузивных проявлений, возможно, связаны, по ее мнению, с периодической активизацией тектонической и магматической деятельности.

Строение массивов нередко усложняется тем, что в их пределах устанавливается несколько поколений пород близкого состава. Например, в Коханакском и Порожноцепинском массивах имеются молодые кварцевые диориты (80–90 млн.лет), сходные с кварцевыми диоритами приконтактных фаций гранитов, имеющих позднеюрский или раннемеловой возраст; в ряде массивов устанавливается несколько поколений лейкократовых гранитов, отличающихся между собой по возрасту на 20–30 млн.лет.

Как уже отмечалось, в Уяндино–Ясачинском вулканическом поясе наблюдается постепенное увеличение количества верхнемеловых эффузивов в юго-восточном направлении. Та же закономерность обнаруживается и в размещении позднемеловых интрузивных пород [Ненашев, 1965]. Из приведенных Г.А.Гринбергом и др. [1974] данных определения возраста пород этого вулканического пояса не видно их резкого разграничения на два разновозрастных комплекса. Из 13 определений возраста пород нижнего комплекса два отвечают позднеюрю (156,141 млн.лет), два – границе юры и мела (138,136 млн.лет), два (101 и 108 млн.лет) – концу раннего мела и семь – позднему мелу. Из 29 определений преобладают цифры, отвечающие позднему мелу и границе его с палеогеном (до 64–52 млн.лет). Возможно, что и в определениях возраста вулканитов Уяндино–Ясачинского пояса проявляются те же три максимума, которые устанавливаются для интрузивов.

Состав гранитоидов

Самыми распространенными породами, слагающими крупные массивы Главного интрузивного пояса, являются биотитовые граниты, в меньшей мере развиты биотит–роговообманковые гранодиориты и граниты, а кварцевые диориты лишь изредка слагают небольшие участки. Среди мелких массивов и даек породы более основного состава (диорит–порфириты и кварцевые диориты) встречаются относительно чаще, хотя дайки гранодиорит–порфиров и гранит–порфиров преобладают.

Небольшие выходы пород наиболее основного состава известны в северо-западной части Главного интрузивного пояса. Так, в северном конце Догдинского грабена среди основных эффузивов нилканской свиты позднеюрского возраста залегают пластообразное тело габбро–диабазов. Габбро–диабазы состоят из удлиненных призматических кристаллов сильно измененного основного плагиоклаза (An_{75-80}), моноклинного пироксена (диопсид–геденбергита) и единичных зерен ромбического пироксена, часто почти полностью замещенных вторичными минералами; иногда моноклинный пироксен обрастает обыкновенной роговой обманкой. В интерстициях между выделениями этих минералов встречаются единичные зерна кварца.

Кварцевые диориты, слагающие небольшие участки в пределах крупных массивов, имеют гипидиоморфнозернистую, местами пойкилитовую структуру. Они сложены зональным плагиоклазом (до 50%), цветными минералами (до 25%), среди которых преобладает обыкновенная роговая обманка, кварцем (20%) и калинатровым полевым шпатом (10–12%). Ядра зональных плагиоклазов представлены битовнитом или лабрадор–битовнитом (An_{80-65}), промежуточные зоны – менее основными плагиоклазами – An_{65-50} , периферические – An_{50-30} . Кроме обыкновенной роговой обманки, в меньшем количестве содержится биотит и иногда присутствуют моноклинный и ромбический пироксены в виде реликтов среди роговой обманки. В участках с пойкилитовой структурой калинатровый полевой шпат образует ксеноморфные, довольно крупные выделения, в которые включены более мелкие зерна плагиоклазов и цветных минералов.

В массивах, залегающих среди терригенных толщ верхоянского комплекса, в большом количестве развиты ксенолиты ороговикованных песчано-сланцевых пород, нередко с реликтами слоистости. В гранитоидах, контактирующих с палеозойскими карбонатными толщами (Тас-Хаяхтаский и другие горст-антиклинории), нередко ксенолиты в различной степени скарнированных доломитов и известняков. Вмещающие гранитоиды вблизи таких ксенолитов обогащаются цветными минералами и крупными выделениями калинатрового полевого шпата с пойкилитовой структурой. Это, по-видимому, указывает на местное повышение активности оснований (и тем более щелочей) в результате взаимодействия гранитной магмы с карбонатным материалом.

Эндоконтактные зоны крупных массивов обычно представлены биотит-роговообманковыми гранодиоритами и часто переполнены включениями, имеющими угловатые или округлые очертания. Они также являются интрузивными образованиями и отличаются от вмещающих гранодиоритов более меланократовым обликом и основным составом. Породы включений очень сходны с охарактеризованными выше кварцевыми диоритами, содержат плагиоклазы такого же состава и роговую обманку с реликтами пироксенов. По всей вероятности, эти включения являются обломками пород более ранних интрузивных фаз, захваченных при последующем внедрении гранитоидов.

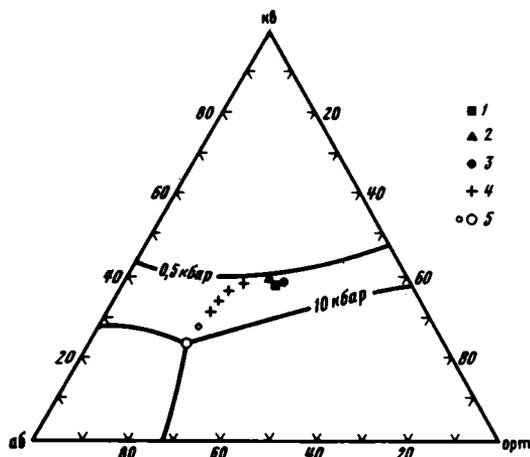
Гранодиориты представляют собой светло-серые неравномернозернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры, отличающиеся от кварцевых диоритов несколько менее основным плагиоклазом (ядро - лабрадор- An_{65-45} , периферические зоны - андезин- An_{45-35}), преобладанием биотита над роговой обманкой и полным исчезновением пироксенов; количество кварца достигает 20-25%, а калинатрового полевого шпата - 15-20%.

Между гранодиоритами и биотитовыми гранитами есть постепенные переходы. Л.И.Лебедевой [1969] наблюдался такой переход в Верхне-Тирехтяском и Кыт-Тасском массивах, при этом промежуточной разновидностью были биотит-роговообманковые порфиридные граниты. Порфиридные выделения в этих породах представлены калинатровым полевым шпатом - микроклином (до 1-1,5 см) и кварцем (до 2 см в поперечнике), имеющими неправильные ксеноморфные границы. В них включены мелкие зерна биотита, роговой обманки и плагиоклаза, подобные зернам основной массы пород. Такой характер порфиридных выделений указывает на их метасоматическую природу. Плагиоклаз основной массы в порфиридных гранитах более кислый, чем в гранодиоритах: ядра - An_{48-40} , периферические зоны - An_{18-15} , незональные зерна - An_{38-30} , последние иногда образуют оторочкой позднего альбита.

Биотитовые граниты, слагающие наибольшую часть крупных массивов, имеют светлую сероватую или буроватую окраску и неравномерную зернистость, размеры зерен увеличиваются в глубь массива. Структуры биотитовых гранитов не постоянны и меняются от гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой до аплитовой и микрогранофировой. Породы состоят из слабозонального (ядро - An_{42-30} , периферия - An_{30-22}) или незонального плагиоклаза (An_{33-25}), калинатрового полевого шпата (от 27 до 35%), кварца (25-30%) и биотита (6-10%). Калинатровый полевой шпат, кварц и биотит представлены двумя модификациями. Более ранний калинатровый полевой шпат (натровый ортоклаз) и кварц образуют не крупные изометрические зерна, а более поздние выделения, принадлежащие микроклину, имеют ксеноморфную форму, неровные границы зерен и содержат мелкие включения минералов первого поколения. Размер ксеноморфных зерен второго поколения значительно больше, и они нередко придают породе порфиридную структуру; в отдельных случаях выделения калинатрового полевого шпата достигают 10 см в поперечнике, а зерна ксеноморфного позднего кварца относительно меньших размеров иногда образуют прожилковидные выделения. Биотит ранней модификации низкожелезистый, поздний - высокой железистости, в ряде случаев он замещает ранний [Рожков и др., 1971; Панях, 1975]. Судя по характеру выделений, более поздние модификации кварца и биотита выделялись в послемагматическую стадию при кремнекислом и щелочном метасоматозе.

Лейкократовые граниты, тела которых встречаются в крупных массивах гранитоидов, могут быть подразделены по крайней мере на два типа. Первый из

Фиг. 8. Положение нормативного состава эвтектических гранитов Верхояно-Колымской складчатой области (1), юго-восточной части Сибирской платформы (2) и Восточно-Азиатского вулканического пояса (3) на диаграмме орт-аб-кв-Н₂O, составленной по экспериментальным данным [Tuttle, Bowen, 1958; Luth et al., 1964]; 4 - изобарические минимумы для 0,5-4,0 кбар P_{H₂O}; 5 - эвтектические точки для 5 и 10 кбар P_{H₂O}



них образует линзообразные и пологозалегающие участки, связанные с вмещающими биотитовыми гранитами постепенными переходами. Второй тип лейкократовых гранитов, переходящих в гранит-порфиры, образует небольшие тела и дайки, имеющие четкие контакты с вмещающими гранитоидами. К лейкократовым гранитам часто приурочены пегматитовые выделения.

Граниты первого типа содержат 15-30% кислого плагиоклаза (An₂₅₋₁₅), до 40% кварца, от 30 до 50% калинатрового полевого шпата и 3-8% биотита. Плагиоклаз незональный, по периферии обрастает каймой альбита. Калинатровый полевой шпат образует ксеноморфные зерна с тонкими жилкоподобными выделениями пертитов распада и пятнами пертитов замещения, иногда в них различается микроклиновое решетчатое строение. Детальное изучение калинатровых полевых шпатов [Рожков и др., 1971; Панях, 1975] показало, что степень их упорядоченности различна в породах разного состава. Наименее упорядочены калинатровые полевые шпаты кварцевых диоритов и гранодиоритов, наиболее - лейкократовых гранитов, упорядоченность в которых доходит до максимального микроклина, что указывает на достаточно низкую температуру их образования. В.А.Серебряков [1964, 1966] считает, что лейкократовые граниты являются результатом метасоматического замещения гранитоидов разных составов (и даже эффузивных пород) под воздействием послемагматических растворов.

Возражением против такого пути образования всех лейкократовых гранитов является широкое развитие графических структур, которые образовались при кристаллизации остаточного расплава, состава, близкого к эвтектическому. Тем не менее, по-видимому, часть пород, по составу отвечающих лейкократовым гранитам, действительно могла образоваться в результате калиевого и кремнекислого метасоматоза, наложившегося на биотитовые граниты и гранодиориты. Во многих массивах имеются участки и зоны (чаще в краевых их частях), в пределах которых развита наложенная грейзенизация (мусковитизация) и породы превращены в двуслюдяные или мусковитовые граниты.

Лейкократовые граниты второго типа секут все фации гранитоидов, в том числе лейкократовые граниты первого типа и грейзенизированные граниты. Радиологические определения возраста лейкократовых гранитов второго типа дают цифры 80-70 млн. лет, что значительно отличается от времени формирования вмещающих гранитоидов крупных массивов. В отличие от лейкократовых гранитов первого типа они содержат несколько более основной плагиоклаз (андезин) и в них отсутствуют крупные ксеноморфные зерна калинатрового полевого шпата и кварца. Вблизи контактов в породе на фоне несколько более мелкозернистой основной массы выделяются не крупные вкрапленники плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и кварца; при удалении от контакта размер зерен увеличивается и структура породы переходит в панидиоморфнозернистую или графическую.

Почти постоянно во многих гранитоидах, в том числе и в лейкократовых гранитах, встречаются гранат, кордиерит и андалузит или силлиманит. Присутствие

таких богатых Al_2O_3 минералов в гранитах позволило Э.П.Изоху [1964] выделить формацию высокоглиноземистых гранитов, происхождение которых он связывает с базальтовой магмой. Следом за Э.П.Изохом некоторые исследователи гранитоидов Северо-Востока относят граниты, содержащие эти минералы, к формации высокоглиноземистых гранитов. Вместе с тем некоторые исследователи объясняют нахождение глиноземистых минералов в гранитоидах ассимилированной богатых глиноземом пород кровли, так как экзоконтактные роговики, образовавшиеся по глинистым осадочным породам, часто содержат эти минералы [Серебряков, 1964, 1966]. Г.А. Гринберг [Рожков и др., 1971], изучая минеральные ассоциации гранитоидов Главного интрузивного пояса, установил следующий минеральный парагенезис биотитовых гранитов: биотит + гранат + плагиоклаз + ортоклаз + кварц. Согласно диаграммам Д.С.Коржинского [1962б], А.А.Маракушева [Маракушев, Тарарин, 1965; Маракушев, Яковлева, 1975] и Д.С.Штейнберга [1975] такой парагенезис характерен для гранитоидов, сформировавшихся в условиях пониженных потенциалов щелочей при низком потенциале H_2O . Повышение потенциала H_2O приводит к замещению граната биотитом, что нередко и наблюдается в шлифах.

К выводу о том, что граниты кристаллизовались из маловодной ("сухой") магмы, пришел также и Н.А.Панейх [1975] при изучении гранитоидов хр.Улахан-Сис (Полоусненского горст-антиклинария). Об этом же говорят и нормативные составы гранитов Верхояно-Колымской области, нанесенные на треугольную диаграмму $Ab-Or-Kfs-H_2O$ О.Таттла и Н.Боуэна [Tuttle, Bowen, 1958], полученную ими по экспериментальным данным и уточненную У.Лутсом [Luth et al., 1964] (фиг. 8). Такая диаграмма нормативных составов гранитов Верхояно-Колымской области показывает, что граниты формировались в условиях, близких изобарическим минимумам $P_{H_2O} = 0,5-1$ кбар, т.е. в близповерхностных условиях из маловодных расплавов, которые, по мнению Д.С.Штейнберга [1974] и Г.Б.Ферштатера [Штейнберг и др., 1971], являются производными "сухой" глубинной магмы.

Петрохимические особенности гранитоидов

При вычислении средних химических составов гранитоидов Верхояно-Колымской складчатой области были использованы химические анализы, опубликованные И.Я.Некрасовым и К.В.Яблоковым [1960], Н.И.Ненашевым [1965], Т.В.Молчановой [1968], Л.И.Лебедевой [1969], Г.А.Гринбергом [Рожков и др., 1971], всего 190 анализов интрузивных и 101 анализ эффузивных и субвулканических пород, и подсчитаны по ним петрохимические коэффициенты (табл. 3, 4). При нанесении этих коэффициентов на диаграммы устанавливается последовательный гомодромный ряд, отражающий ход эволюции магматических расплавов от основных ($SiO_2=51,28\%$) до весьма кислых пород ($SiO_2 = 75,15\%$).

По времени своего формирования и структурному положению гранитоидам Главного интрузивного пояса очень близки эффузивные и субвулканические породы Уяндино-Ясачинского вулканического пояса, Тарынского и Буурдахского субвулканов. Сравнение химизма этих пород [Гринберг и др., 1974; Рудич, 1962, 1966] показало, что гранитоиды Главного пояса и породы Уяндино-Ясачинского вулканического пояса очень близки по своим петрохимическим характеристикам (фиг. 9, а-е). Породы принадлежат к сильноизвестковому известково-щелочному типу, причем вулканические породы несколько менее известковисты. Индекс Пикока для них отвечает 59,7, тогда как для интрузивных этот индекс равен 62,7. Как интрузивные, так и вулканические породы характеризуются высокими коэффициентами глиноземистости и высокими отношениями суммарного FeO к MgO , возрастающими по мере увеличения содержания SiO_2 . Сближенное положение соответствующих кривых интрузивных и вулканических пород, иллюстрируемое графиками на фиг. 9, а, б, в, подтверждает их сходство. Плавный характер кривой коэффициента глиноземистости, в целом отражающий обогащение всей серии от основных до самых кислых ее членов глиноземом, не подтверждает той точки зрения, что биотитовые и лейкократовые граниты следует

Таблица 3

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы гранитоидов
Верхояно-Кольмской складчатой области

Компоненты	Габбро (1)	Диориты (10)	Кварцевые диориты (23)	Гранодио- риты (48)	Граниты (58)	Лексокра- товые гра- ниты (50)
Окислы						
SiO ₂	51,28	60,24	63,93	65,81	70,11	75,15
TiO ₂	0,54	0,61	0,48	0,41	0,25	0,12
Al ₂ O ₃	20,96	17,03	15,92	14,84	14,31	12,75
Fe ₂ O ₃	2,46	2,01	1,34	0,80	0,64	0,89
FeO	5,32	5,29	4,32	3,46	2,16	1,40
MnO	-	0,12	0,06	0,06	0,05	0,04
MgO	4,74	2,63	1,93	1,47	0,74	0,38
CaO	6,80	5,83	4,51	3,19	1,96	1,01
Na ₂ O	2,93	2,53	2,91	3,12	3,11	3,19
K ₂ O	1,62	2,36	2,40	3,28	4,00	4,47
Коэффициенты						
FeO'	7,53	7,10	5,53	4,18	2,74	2,19
FeO'/MgO	1,59	2,70	2,87	2,84	3,70	6,08
KAl	24,84	19,99	18,49	17,34	16,39	14,15
Na ₂ O'	4,06	4,18	4,59	5,42	5,91	6,33
K ₂ O/Na ₂ O	0,39	0,65	0,56	0,74	0,90	0,98
a	0,49	0,44	0,35	0,26	0,16	0,08
Минералы						
кв	1,9	16,8	23,9	24,7	31,2	35,8
орт	10,0	14,0	14,3	20,2	24,1	26,8
аб	26,2	22,3	25,3	27,1	26,9	27,5
ан	35,2	29,0	21,5	16,5	10,0	5,0
ди	5,1	0,6	1,2	-	-	-
гп	18,1	14,7	11,0	9,1	4,9	2,6
мт	2,2	1,4	1,9	1,2	0,9	1,4
ил	1,2	1,2	0,9	0,8	0,6	0,2
кр	-	-	-	0,3	1,3	0,7
Сумма	99,9	100,0	100,0	99,9	99,9	100,0

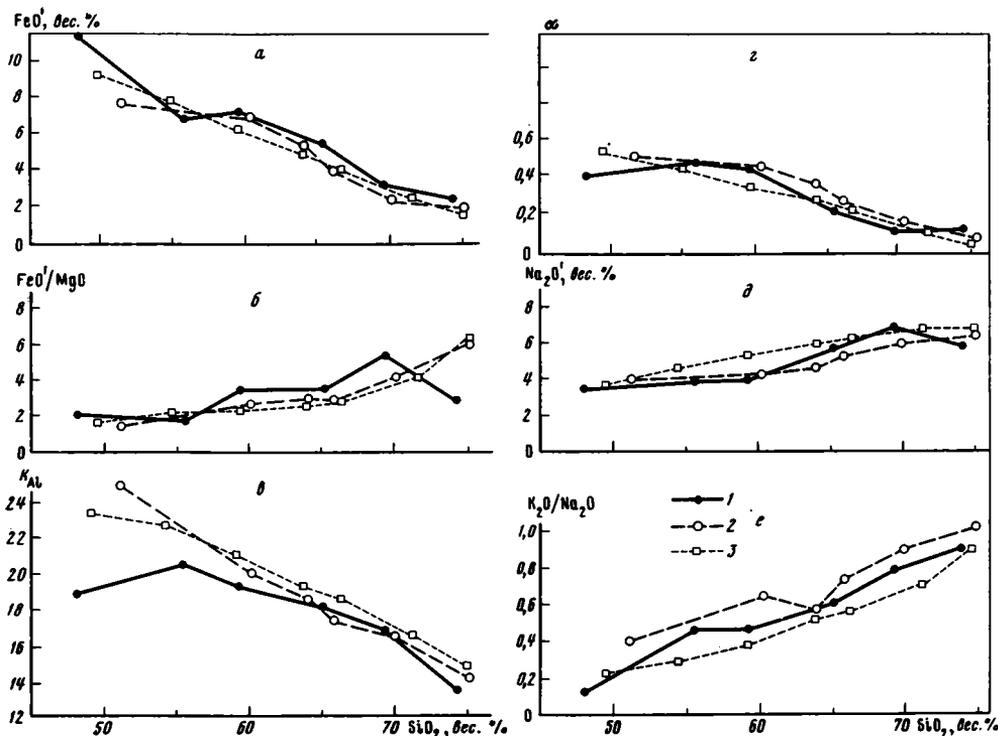
Примечание. См. табл. 2.

Таблица 4

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы эффузивных и субвулканических пород Верхояно-Колымской области

Компоненты	Базальты (10)	Андези- то-ба- зальты (3)	Андезиты (6)	Дациты (17)	Липарито- дациты (8)	Липариты (58)
Окислы						
SiO ₂	48,14	55,68	59,36	65,22	69,55	74,28
TiO ₂	1,83	0,95	0,98	0,65	0,66	0,21
Al ₂ O ₃	14,30	16,52	15,91	15,51	13,80	12,10
Fe ₂ O ₃	4,57	2,14	2,62	1,68	1,03	1,10
FeO	7,44	4,95	5,02	4,05	2,56	1,82
MnO	0,12	0,12	0,09	0,06	0,04	0,05
MgO	5,75	3,59	1,97	1,56	0,64	0,92
CaO	8,17	6,74	5,18	2,77	1,44	1,46
Na ₂ O	3,52	2,66	2,64	3,55	3,81	3,07
K ₂ O	0,66	1,79	1,83	3,06	4,29	3,84
Коэффициенты						
FeO'	11,55	6,88	7,38	5,56	3,49	2,81
FeO'/MgO	2,00	1,91	3,49	3,56	5,45	3,05
K _{Al}	18,90	20,47	19,34	17,96	16,71	13,54
Na ₂ O'	3,48	3,91	3,92	5,69	6,81	5,76
K ₂ O/Na ₂ O	0,13	0,47	0,48	0,60	0,78	0,88
α	0,39	0,45	0,44	0,22	0,11	0,13
Минералы						
кв	0,4	12,6	21,3	20,2	24,4	36,9
орт	4,0	11,2	11,0	19,3	25,9	22,5
аб	31,2	23,8	23,6	31,3	32,4	26,5
ан	22,7	29,3	27,0	14,3	7,3	7,3
ди	16,2	4,7	-	-	-	-
гп	14,5	13,3	11,0	9,3	7,0	4,4
ил	3,7	1,8	2,1	1,5	1,4	0,5
мт	7,1	3,1	3,9	2,8	1,4	1,6
кр	-	-	0,1	1,3	0,2	0,3
Сумма	99,8	99,8	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. См. табл. 2.



Фиг. 9. Диаграммы петрохимических характеристик (а-е) вулканических пород Уяндино-Ясачинского вулканического пояса (1), гранитоидов Верхояно-Колымской области (2) и Охотско-Чукотского отрезка Восточно-Азиатского вулканического пояса (3)

выделять в особую формацию высокоглиноземистых гранитов. Кривая, отражающая изменение суммарного содержания в породах щелочей, показывает, что их количество в более основных членах серии сохраняется на одном уровне, но заметно возрастает в кислых ее членах (см. фиг. 9, д) главным образом за счет увеличения содержания К. Отношение K_2O/Na_2O в вулканических породах несколько ниже, чем в интрузивных (см. фиг. 9, е), что, вероятно, связано с широко проявившимся в гранитах послемагматическим калиевым метасоматозом и подтверждается микроскопическими наблюдениями. В вулканических породах результаты метасоматических и пневматолитовых процессов обычно устанавливаются лишь в локальных узких зонах, приуроченных к тектоническим нарушениям.

Сходство химических составов позднемезозойских интрузивных и вулканических пород Верхояно-Колымской складчатой области, особенно близкое по суммарному количеству Fe, отношению FeO'/MgO и коэффициентам глиноземистости, говорит о том, что эти породы представляют собой единую вулканоплутоническую формацию [Рудич, 1962, 1966; Молчанова, 1971]. Близкоповерхностные условия кристаллизации интрузивных пород, постоянное присутствие граната как показателя низкого содержания воды [Штейнберг, 1975] и размещение точек гранитов вблизи изобарического минимума ($P_{H_2O} = 0,5 - 1$ кбар)

на диаграмме О. Таттла и др. (см. фиг. 8) подтверждают полученный вывод о сродстве исходных сухих (маловодных) магматических расплавов, формировавшихся на больших подкорковых глубинах. Значительное преобладание гранодиоритов и андезитов-дацитов над гранитами и липаритами при ограниченном количестве основных членов ряда позволяет предполагать, что исходный магматический расплав имел тоналитовый (андезитовый) состав.

**ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ
ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ
ВОСТОЧНОЙ АЗИИ (ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА)**

Общепринято представление, что в обрамлении Тихого океана идет современный геосинклинальный процесс. Он определяется характером осадконакопления, интенсивностью тектонических движений, высокой сейсмической активностью и необычайно мощным вулканизмом [Тектоника Евразии, 1966; Тектоническая карта..., 1970; Пушаровский, 1972; Пушаровский, Яншин, 1974; и др.]. Мощный современный вулканизм периферии Тихого океана Г.Штилле [1964] назвал "огненным кольцом". Сходное по интенсивности магматических проявлений "огненное кольцо" по периферии Тихого океана существовало и в мезозое—раннем кайнозое. Очень мощные излияния лав андезитового и более кислого состава этого времени известны на восточной окраине Азии и на западе Северной и Южной Америки; вулканические излияния сопровождалась внедрением крупнейших интрузивов (Невадийский, Южно—Калифорнийский, Андийский и другие батолиты). Тесная временная, пространственная и структурная связь вулканических и плутонических образований привела У. Кеннеди [Kennedy, Anderson, 1938] и Г. Штилле [1964] к выделению среди интрузивных пород особой вулканической ассоциации, а Е.К. Устиев [1959] назвал такое сообщество пород на Северо—Востоке СССР вулканоплутонической формацией.

Мезозойские вулканические образования прослеживаются вдоль всего восточного края Азиатского континента, слагая узкий пояс протяженностью свыше 9000 км, названный Е.К. Устиевым [1936] Восточно—Азиатским вулканическим поясом. Он состоит из нескольких отрезков: Охотско—Чукотского, Сихотэ—Алинского, Юго—Западной Японии, юга п-ова Корея и юго—восточного побережья Китая (Катазии). Разобщение единого пояса на отрезки, по—видимому, произошло в результате последующих тектонических движений. Фланги отдельных отрезков, а также вулканические зоны, вероятно, сопряженные с поясом, нередко прослеживаются далеко в глубь континента.

На всем протяжении мезозойский Восточно—Азиатский вулканический пояс наложен на структуры с различным возрастом континентальной коры — от докембрийского до мезозойского. Эти различия в возрасте коры отдельных частей пояса порождают расхождения во взглядах на его тектоническую природу, а иногда и отказ от представлений о нем как о единой структурной зоне. Так, отрезки пояса, залегающие на докембрийском основании, обычно связываются с процессами мезозойской активизации, а вулканические толщи, развитые на структурах мезозойской складчатой области, считаются образованиями орогенного этапа развития мезозоя.

Возраст пород вулканического пояса на разных его отрезках несколько различен, в пределах одного отрезка также иногда наблюдается смещение возраста пород по простиранию. Геологические данные и многочисленные радиологические определения возраста пород, слагающих пояс, показывают, что его развитие происходило по крайней мере от юры до палеогена — на протяжении десятков миллионов лет. Среди вулканических образований более ранних этапов формирования пояса наиболее распространены породы среднего состава, в меньшей — основного и еще в меньшей — кислого состава; на поздних этапах преобладают кислые породы.

На всех отрезках Восточно—Азиатского пояса наряду с вулканическими породами широко представлены интрузивные образования, близкие по составу разновозрастным вулканикам. Среди более ранних интрузивных пород, так же как и среди вулканических, преобладают разновидности среднего состава, которые образуют крупные массивы; интрузивы поздних этапов представлены главным образом гранитами.

Геологическая позиция вулканических толщ и гранитоидов

Охотско-Чукотский отрезок вулканического пояса изучен наиболее детально и поэтому будет рассмотрен более подробно. Он имеет длину свыше 3000 км при ширине от 100 до 300 км и протягивается от р.Уды, впадающей в Охотское море, до побережья Берингова моря. Северо-восточная, чукотская, часть отрезка с юго-востока ограничивается Пенжинским прогибом, а затем Корякско-Камчатской кайнозойской геосинклинальной областью. Вулканические и интрузивные породы приохотской части отрезка на большом протяжении — от п-ова Тайганос до устья р.Уды — обнажаются вдоль береговой линии Охотского моря и частично скрыты под его водами; юго-западный фланг отрезка, известный как Удский наложенный прогиб, вдаётся далеко в глубь континента (свыше 250 км).

Изучением Охотско-Чукотского отрезка вулканического пояса с разной детальностью занимались многие исследователи [Устиев, 1949, 1959, 1962, 1963а, 1965; Снятков, 1957; Сперанская, 1962, 1963, 1964; Белый, 1962, 1975а, б, 1977; Белый, Тильман, 1966; Гельман, 1963; Гельман и др., 1974; Денъгин, 1964; Умитбаев, Песков, 1968; Умитбаев, 1969; Песков, 1975; Филатова, 1974; Филатова и др., 1970, 1971, 1975, 1977; и др.]. С.В.Обручев [1934] первым сравнил Охотско-Чукотский пояс с островными дугами. В 1957 г. в объяснительной записке к тектонической карте СССР и сопредельных стран Н.С.Шатский выделил Охотско-Чукотский отрезок как окраинный вулканический пояс области кайнозойской складчатости, а Е.К.Устиев считал его древней континентальной вулканической дугой, возникшей на границе мезозойской и кайнозойской складчатых областей. По Ю.М.Пушаровскому [1972], эта часть пояса представляет собой зону сочленения двух типов кор — континентальной и переходной к океанической. В целом этот отрезок приурочен к системе крупных разломов земной коры, служивших зонами проницаемости для магматического материала. А.А.Моссаковский [1975] считает его типичным краевым вулканическим поясом, сформировавшимся на границе океанического бассейна и Азиатского континента, а В.Ф.Белый [1977] — краевым вулканогенным поясом, сформировавшимся при противоположных вертикальных движениях блоков литосферы.

Вулканыты Охотско-Чукотского отрезка пояса наложены на самые различные структуры с континентальной корой разного возраста. Юго-западный фланг отрезка (Удский прогиб) своим северным бортом наложен на структуры Алданского щита с дорифейским возрастом континентальной коры, перекрытые осадками платформенного чехла, южным бортом — на структуры Монголо-Охотской складчатой области, континентальная кора которой сформировалась к концу палеозоя [Нагибина, 1963; Левитан, 1968; Пейве и др., 1976].

Вулканические образования приохотской части отрезка, от Аяна до полуостровов Кони и Пьягина, залегают на структурах мнгогеосинклинальной Верхояно-Кольмской мезозойской складчатой области, таких, как Сетте-Дабанский антиклинорий, Южно-Верхоянский и Верхне-Индибирский синклинории и разделяющий их Охотский массив. В основании этих структур находится континентальная кора, имеющая тот же дорифейский возраст, что и Алданский щит. Далее по простиранию от полуостровов Кони и Пьягина вплоть до верховьев р.Малого Анюя вулканыты Охотско-Чукотского отрезка пояса наложены на структуры Гижигинской и Алазейско-Олойской эвгеосинклинальных систем мезозойских [Шило, Мерзляков, 1972; Шило и др., 1973]. Обе эти системы являются регенерированными, образовавшимися в палеозое в результате раздвигания блоков с дорифейской континентальной корой и вскрытия океанической коры [Тильман и др., 1975]. В пределах этих систем существуют массивы, представляющие собой блоки с сохранившейся континентальной корой дорифейского возраста (Омолонский массив, Авековский блок и др.), а также поднятия, сложенные палеозойскими толщами (Еропольское, Яблонское, Верхне-Олойское и др. — см. фиг. 6). Становление континентальной коры в эвгеосинклинальных системах шло одновременно с

формированием Охотско-Чукотского отрезка вулканического пояса и закончилось в позднем мелу. Самый северо-восточный конец Охотско-Чукотского отрезка пояса размещается на структурах Анкюско-Чукотской миогеосинклинальной системы мезозой с дорифейской континентальной корой. Возможно, этот блок до раздвига соединялся с континентальным блоком, залегающим в основании Верхояно-Кольмской миогеосинклинальной системы.

Е.К.Устиев, а затем В.Ф.Белый [1975а и др.] считают, что Охотско-Чукотский отрезок вулканического пояса как самостоятельная структура формировался в наземных условиях в два этапа. В раннемеловой этап накопилось около 80% вулканических образований преимущественно среднего состава; в позднемеловой этап, от сеномана до датского времени, шло накопление преимущественно кислых вулканитов [Устиев, 1949 и др.]. Присутствующие на ряде участков более древние (верхнетриасово-юрские и верхнеюрско-нижнемеловые) вулканические породы, залегающие в основании наземных вулканических толщ пояса, Е.К.Устиев назвал предисторическими, В.Ф.Белый в ранних работах считал их эпигеосинклинальными образованиями, а в монографии 1977 г. отнес к "андезитовым геосинклиналям", аналогичным Арауканской зоне Чилийских Анд [Белый, 1977]. В этой же работе автор высказал мнение, что развитие пояса происходило в очень короткий отрезок времени - от середины альба до середины сеномана.

Наиболее древние вулканические породы, вероятно знаменующие собой самый ранний этап развития вулканогенной структуры (Тайгоносско-Пьягинская зона), относятся к концу позднего триаса и ранней юре. Они накапливались в пределах узкой зоны, прослеживающейся от п-ова Тайгонос в юго-западном направлении через бассейны рек Виличи и Тахтаямы до полуостровов Пьягина и Кони. В этой зоне, по данным И.И. Тучкова [1962], Е.Г. Пескова и Л.Ф. Кольцовой [1975], Ю.С. Репина [1975], Н.А. Леоненко [1975а,б], А.Г. Казанцева и др. [1975], Н.Б. Заборовской [1978], Г.Е. Некрасова [1976] и других исследователей, среди морских терригенных отложений норийско-рэтского возраста впервые появляются отдельные прослои туфов и лав базальтов и андезитобазальтов, количество которых возрастает вверх по разрезу. Излияния андезитов и дацитов более интенсивно происходили в ранней юре, несколько сократились в средней и вновь активизировались в поздней юре. Накопление вулканического материала чередовалось с отложением морских терригенных и глинистых осадков, содержащих морскую фауну.

На п-ове Тайгонос на отложениях волжского яруса согласно лежат вулканисты позднеюрского-раннемелового возраста, отложившиеся в прибрежных и континентальных условиях. Среди них также преобладают андезитобазальты и базальты, реже встречаются дациты. Выше по разрезу они сменяются раннемеловыми вулканическими толщами, отлагавшимися в наземных условиях и переслаивавшимися с континентальными осадками, содержащими углистые прослои. Состав вулканического материала не выдержан, преобладают породы среднего состава. Вышележащая толща представлена как основными породами, так и кислыми - плагиолипаритами и липарито-дацитами [Геология СССР, 1970; Заборовская, Лебедев, 1975; Леоненко, 1975в; Некрасов, 1976].

На п-ове Пьягина в последние годы были обнаружены морские берриас-валанжинские терригенные и глинистые отложения, на которых лежит готеривская вулканогенная толща кислого и среднего состава, содержащая прослой континентальных пород с примесью углистого вещества. Выше залегают пьягинская толща, сложенная базальтами, андезитобазальтами и их туфами, конгломератами, печаниками, алевролитами и углистыми сланцами с растительными остатками середины мела [Песков, 1975; Белый, 1975а; и др.].

По простиранию ранней (Тайгоносско-Пьягинской) вулканической зоны, от п-ова Кони к юго-западу вплоть до низовьев р.Ини, прослеживаются морские берриас-валанжинские отложения, на которых лежат вулканические породы раннемелового, вероятно готеривского, возраста, представленные липарито-дацитами и андезитами. Лежащие на них андезитобазальты и базальты с редкими прослоями средних и кислых лав и туфов с отпечатками растений имеют альбский возраст [Песков, 1975].

Как видно из краткого описания, в ранней вулканической зоне протяженностью около 600 км излияния лав пестрого, преимущественно андезито-базальтового состава начались в самом конце триаса и продолжались до середины мела более или менее непрерывно. В начале вулканическая деятельность происходила в подводных условиях, но постепенно они сменялись прибрежно-морскими и наземными, причем последние наступили не одновременно по всей зоне.

В Удском прогибе (на юго-западном конце Охотско-Чукотского отрезка) вулканические проявления впервые появились в начале готерив-баррема [Бельтенов, Лебедев, 1968]. Породы имели средний состав; выше они сменялись более кислыми, отлагавшимися в морских условиях. Готерив-барремские эффузивы и их туфы чередуются с обломочными породами континентальной молассы, на которую с несогласием залегает кислая вулканическая толща, относящаяся к началу позднего мела (90-92 млн.лет) [Левитан, 1968, 1969].

Приведенные данные, полученные в разные годы, подтверждают предположение, высказанное впервые Е.К.Устиевым [1959], а позже Г.Е.Некрасовым [1976], о том, что на участке между полуостровами Тайгонос, Пьягина и Кони в самом конце триаса и в юре существовала островная дуга. Ее наличие эти исследователи не связывают с меловой вулканической деятельностью Охотско-Чукотского отрезка пояса, однако, если проследить историю развития вулканизма всей вулканогенной структуры, создается единая картина. В начальные стадии развития, на границе триаса и юры и в ранней юре, в небольших масштабах происходили подводные излияния из отдельных вулканических аппаратов. По мере накопления вулканического материала в юре сформировалась относительно узкая островная гряда, частично выступавшая над уровнем моря. Она протягивалась на расстояние до 500 км и постепенно наращивалась с флангов. Гряда ограничивала с юга Гижигинскую и Олойскую геосинклинальные области. В течение юрского времени возрастала интенсивность поступления вулканического материала, имевшего преимущественно андезитовый состав, и происходила смена условий его накопления с морских на мелководные и прибрежные.

С юго-восточной стороны островной гряды были заложены Северо-Охотский и Пенжинский прогибы, выполнение которых шло одновременно с формированием островной вулканической гряды. Северо-Охотский прогиб расположен вдоль северного побережья Охотского моря, в пределах современного шельфа, и заходит в залив Шелихова. По данным сейсмических исследований [Николаевский, 1965, 1967; Марков и др., 1967], мощность отложений в нем увеличивается с севера на юг и превышает 5000 м, а затем далее к югу резко сокращается до 100-200 м. О составе этих отложений судить трудно, можно лишь говорить о наличии слоистой толщи с горизонтами уплотненных пород, в которых скорость продольных сейсмических волн равна 4,6-4,7 км/с; эти горизонты могут представлять собой плотные вулканические породы андезитового состава со скоростью продольных волн, равной 2-2,5 км/с. Пенжинский прогиб сложен мелкообломочными и глинистыми толщами и протягивается в северо-восточном направлении от устья р.Пенжины на расстояние около 600 км, его юго-западное продолжение скрыто под водами Пенжинской губы [Некрасов, 1976].

Е.Н.Меланхолина [1973], проводившая детальное изучение мезозойско-кайнозойских терригенных прогибов, пришла к выводу, что такие прогибы образуются во фронтальных частях вулканических поднятий типа островных дуг и имеют много сходных черт с современными глубоководными желобами, выполненными осадками. Северо-Охотский и Пенжинский прогибы, по ее представлениям, относятся к аналогичным структурам мезозойского возраста [Меланхолина, Молчанова, 1977].

Таким образом, обнаруживается сходство тектонических структур и вулканизма поздне триасово-поздне юрского времени со структурами современной геосинклинальной области северо-западной окраины Тихого океана, для которой типично сочетание островных вулканических геоантиклинальных гряд, глубоководных желобов и котловин окраинных морей [Пейве и др., 1976].

С начала мела мезозойская геосинклинальная область испытывала складчатость и была превращена в сушу. Тектонические движения привели к активизации разломов, контролирующая поступление магматического материала в вулканичес-

кой зоне. С этого времени островная вулканическая гряда превратилась в активную континентальную окраину, в которой продолжались интенсивные вулканические процессы. По-видимому, в отдельных участках еще сохранились остаточные бассейны, в которых отлагались валанжинские морские осадки (п-ов Пьягина), но лакаши на них готеривские вулканиты основного, среднего и кислого состава накапливались уже в наземных условиях [Белый, 1975а; Заборовская, 1978]. Таким образом, переход от морских условий к континентальным в Тайгоносско-Пьягинской зоне происходил без заметных структурных перестроек [Некрасов, 1976].

Большинство исследователей считают, что вулканический пояс был заложен и развивался как континентальная структура с апт-альба до конца позднего мела [Устиев, 1959; Тильман и др., 1975; Некрасов, 1976; и др.], а В.Ф.Белый [1977] пришел к заключению, что весь Охотско-Чукотский отрезок формировался в очень короткий интервал времени - от середины альба до середины сеномана. Хотя наземные условия накопления вулканических толщ на юго-западе установились с начала неокома, а не северо-востоке - несколько позже (с середины неокома), многие исследователи, однако, считают, что Охотско-Чукотский отрезок вулканического пояса заложен в апт-альбе. Если в ранний юрско-раннемеловой этап вулканические породы занимали узкую зону в непосредственной близости от разломов, по которым поступала магма, то по мере усиления интенсивности излияний ширина зоны значительно увеличивалась. В связи с этим породы более поздних излияний, залегающие согласно на более ранних вблизи магмоконтролирующих разломов, с удалением от них ложились с резким несогласием на различные структуры мезозойд. Возможно, подобные соотношения апт-альбских вулканических толщ с подстилающими отложениями послужили в свое время причиной возникновения представлений о заложении пояса в апт-альбское время.

Вулканическая деятельность второй половины раннего мела, происходившая уже вдоль новообразованной континентальной окраины, отличалась особенно высокой интенсивностью. Вулканиты этого возраста составляют до 70% от общего количества излившегося материала и представлены главным образом породами среднего состава: лавами и туфами андезитов с прослоями андезито-базальтов, базальтов, андезито-дацитов; кислые породы встречаются реже и обычно представлены плагиолипаритами. По преобладанию пород среднего состава весь этот комплекс относят к андезитовой формации [Устиев, 1959, 1963а,б; Гринберг, Ненашев, 1963; Умитбаев, Песков, 1968; Умитбаев, 1969; Белый, 1977; и др.].

Охотско-Чукотский отрезок вулканического пояса принято подразделять на две продольные зоны - внутреннюю и внешнюю, граница между которыми обычно проводится по разломам северо-восточного простирания, параллельным краевым разломам. Учитывая наличие в приохотской части отрезка юрско-неокомовой зоны, кажется более правильным для этой части выделить три зоны: внутреннюю (Тайгонос-Пьягинскую), промежуточную и внешнюю (приматериковую) [Сперанская, 1962].

Внутренняя зона сложена преимущественно андезито-базальтами и андезитами, изливавшимися сначала в подводных, а затем в наземных условиях, промежуточная - апт-альбскими наземными вулканитами андезитовой формации, образующими линейные структуры, параллельные простиранию краевых разломов. Внешняя зона образована позднемеловыми вулканитами преимущественно кислого состава, среди которых широко распространены игнимбриты [Сперанская, 1964; и др.], в небольшом количестве в виде прослоев и отдельных горизонтов среди них встречаются базальты и андезиты, имеющие иногда повышенную щелочность. Комплекс пород внешней зоны относится к липаритовой формации [Устиев, 1963а; Умитбаев, 1969; Белый, 1977]. Для вулканических толщ внешней зоны позднемелового возраста характерны изометричные структуры типа вулканогектонических впадин, кальдер, куполов и т.д. [Белый, 1977].

Во впадинах, развитых во внешней зоне приохотской части отрезка, в низах разреза нередко присутствуют апт-альбские и более древние вулканические толщи, состав которых сходен с составом разновозрастных вулкаников промежуточной

зоны (Куйдусунская, Тас-Бургагничанская, Нявлегинская, Ульяновская и другие впадины) [Мишч, 1972; Карчавец, 1975; Бочарников, 1975; Бахаров, 1976; Гринберг, 1976]. Это противоречит представлениям о том, что граница между внешней и промежуточной зонами проходит по разломам, ограничивающим континентальный тип коры от переходного к океаническому. Так, в северо-западном борту самой крупной Ульяновской впадины (расположенной в юго-западной части отрезка, находящегося далеко за пределами промежуточной зоны) обнажаются нижнеэокомовые андезиты и андезито-базальты с прослоями туфов среднего и иногда кислого состава; выше них залегают среднеальбские средние и кислые вулканиды, которые сменяются альб-сеноманскими вулканическими толщами липаритовой формации, содержащими в верхах углистые прослои с флорой туронского возраста [Филатова и др., 1977] и занимающими большую площадь впадины.

В приохотской части отрезка позднемиоценовые породы внешней зоны распространены главным образом на водоразделе между речными системами бассейнов Охотского моря и Северного Ледовитого океана. Лишь в тех случаях, когда эти впадины приурочены к северо-западным и субмеридиональным разломам, секущим этот водораздел, ранне- и позднемиоценовые вулканиды распространены дальше к северо-западу (например, Балыгычан-Сугойская впадина). Такое распределение позднемиоценовых пород внешней зоны позволяет предположить, что первоначально они были распространены и в пределах промежуточной зоны, где занимали более высокие гипсометрические уровни, но в результате эрозии сохранились лишь в отдельных впадинах типа Ульяновской и других более или менее крупных. Характер размещения и состав разновозрастных вулканических толщ в приохотской части отрезка приводят к заключению, высказанному ранее И.М.Сперанской [1962], что с развитием вулканизма во времени происходило изменение поступавшего магматического материала от преимущественно основного в ранний этап через андезитовый к кислому в поздних излияниях. Одновременно возрастала интенсивность вулканизма, приводившая к увеличению ширины Охотско-Чукотского отрезка пояса.

Вероятно, поднятия, происходившие по системе краевых разломов, ограничивающих континентальную окраину, продолжались после затухания вулканической деятельности и выводили на поверхность более нижние горизонты вулканического разреза.

В чукотской части отрезка в отличие от приохотской устанавливаются два типа разрезов континентальных вулканических толщ мелового возраста [Филатова, 1974; Филатова и др., 1975, 1977; Садаков, 1975; Белый, 1977]. Чукотская часть Охотско-Чукотского отрезка пояса на протяжении почти 1000 км сечется продольным Анадырским разломом глубокого заложения, прослеженным в значительной мере по геофизическим данным. Вулканогенно-осадочные и вулканические породы, развитые к северо-западу от этого разлома, принадлежат к внешней зоне чукотской части отрезка, а расположенные к юго-востоку от него — к внутренней зоне. Континентальные вулканические толщи, относимые к вулканическому поясу, согласно лежат на апт-альбской молассе, залегающей на морских вулканогенно-терригенных отложениях готерива, ниже которых находятся валанжинские геосинклинальные породы, относящиеся к Корьякско-Камчатской кайнозойской геосинклинальной области [Филатова, 1974].

Состав готеривских вулканических пород внутренней зоны и общий характер их разреза сходны с раннемиоценовыми вулканическими толщами внутренней Тайгоносско-Пьягинской зоны. По-видимому, они являются ее северо-восточным продолжением и представляют собой образования островной дуги. Альб-сеноманские вулканиды, относимые к поясу, имеют выдержанный андезито-базальтовый состав; кислые породы среди них практически отсутствуют. Мало мощные горизонты и линзы кислых туфов появляются только в верхах сеноманской толщи, но они вновь перекрываются вулканическими породами среднего состава. Выше залегают пока мало изученные породы андезито-базальтового состава повышенной щелочности, условно относимые к сеноман-туронскому возрасту. В целом вулканические образования внутренней зоны принадлежат к наиболее основным членам андезитовой формации, среди которых кислые разновидности почти не развиты.

Иной разрез имеют разновозрастные вулканические толщи внешней зоны. Они выполняют ряд крупных впадин, в основании которых вскрываются мезозойские отложения геосинклинальных систем мезозоид, палеозойские и более древние породы, слагающие поднятия (Яблонское и Мургалское) и остаточный Омолонский массив. Нередко вулканические толщи внешней зоны перекрывают вулканогенно-осадочные и континентальные вулканические толщи внутриматериковых приразломных вулканических зон, имеющих позднеюрско-раннемеловый возраст, и представляют собой серию приразломных вулканических впадин, которые, однако, считаются структурами орогенного этапа развития мезозоид [Гулевич, 1975]. Северо-западное простираие таких внутриматериковых вулканических зон совпадает с направлением границы между Алазейско-Олойской регенерированной эвгеосинклинальной и Анюйско-Чукотской миогеосинклинальной системами. По-видимому, разломы, контролирующие эти вулканические зоны, принадлежат к системе крупных разломов, разграничивающих эв- и миогеосинклинальные области, подовленных в позднеюрско-раннемеловое время и служивших путями проникновения магматических расплавов.

В разрезе вулканических толщ, слагающих внутриматериковые зоны, участвуют базальты, андезиты и более кислые породы. По составу и возрасту они близки вулканическим породам внутренней (Тайгоносско-Пьягинской) зоны прихотской части разреза. Возможно, эти внутриматериковые зоны аналогичны Уяндио-Ясачинской вулканической зоне, располагающейся вдоль северо-восточной границы Верхояно-Колымской миогеосинклинальной системы, с которой они сходны как по составу пород, так и по структурной позиции.

Вулканиты внешней зоны чукотской части отрезка в отличие от выдержанного средне-основного состава пород внутренней зоны обладают пестрым составом — кислые, средние и основные породы неоднократно сменяют друг друга. В целом среди вулканических толщ внешней зоны, имеющих тот же альбский и сеноманский возраст, преобладают кислые вулканиды. При этом в разных районах разрез разновозрастных толщ начинается с пород разного состава. Возможно, это в какой-то мере объясняется недостаточной изученностью и различной интерпретацией флористических остатков, по которым определяется их возраст [Самылина, 1975; Акименко, Паракецев 1975; Белый, 1977; Филатова и др., 1977].

Таким образом, различия в составе вулканических толщ внутренней и внешней зон чукотской части Охотско-Чукотского отрезка пояса проявляются вполне отчетливо. Они могут быть связаны с существенным различием в характере основания, на котором залегают эти зоны. Внешняя зона располагается на складчатых структурах мезозоид, где континентальная кора формировалась одновременно или раньше периода накопления вулканических толщ, тогда как внутренняя зона — на структурах кайнозойской геосинклинальной области, где континентальная кора еще только начинала формироваться.

Состав и возраст гранитоидов

Кроме описанных вулканических образований, в Охотско-Чукотском отрезке пояса широко развиты интрузивные породы, образующие с вулканидами единые вулканоплутонические формации. Они характеризуются общностью территории распространения, структурного плана и принадлежностью к единому тектономагматическому циклу [Устиев, 1959, 1963а, б и др.; Гельман, 1963]. Среди интрузивных пород, развитых в пределах пояса и в непосредственной близости от него, отчетливо выделяются две серии, отличающиеся по возрасту и составу: раннемеловая, комагматичная раннемеловым вулканидам андезитовой формации, и позднемеловая, комагматичная липаритовой формации. Кроме того, имеются интрузивные породы, также, вероятно, составляющие общую вулканоплутоническую формацию с позднеюрско-раннемеловыми вулканическими породами, — это мелкие тела габбро-диоритов, залегающие среди позднеюрских вулканидов основного состава, и массив трондьемитов мыса Ольского и островов Три Брата.

Позднеюрско-раннемеловые гранитоиды. Единственным представителем гранитоидов этого возраста пока является небольшой массив трондьемитов (плаггиогранитов), обнажающийся на мысе Ольском (п-ов Старицкого) и соседних с ним трех небольших скальных островах Три Брата. Ольский массив контактирует с крупным Магаданским массивом нижнемеловых гранитоидов. Позднеюрский возраст гранитоидов мыса Ольского устанавливается на основании того, что они прорывают среднеюрские терригенные породы, кроме того, многочисленные, иногда крупные ксенолиты трондьемитов присутствуют в габбро и в кварцевых диоритах, входящих в состав Магаданского массива. Непосредственного контакта между этими двумя массивами не наблюдается, так как они разделены дайкой верхнемеловых интрузивных липаритов, изобилующей обломками как трондьемитов, так и кварцевых диоритов [Демин, 1948; Васьяковский и др., 1948].

Трондьемиты обладают своеобразными петрографическими чертами, позволяющими легко отличить их от пород Магаданского массива. Это крупнозернистые лейкократовые розовато-серые слабопорфировидные породы, содержащие 50% кислого плаггиоклаза (An_{17}), 35–37% кварца, около 10% каликатрового полевого шпата и 2% биотита. Плаггиоклаз представлен неправильными выделениями, реже образует таблитчатые незональные зерна. Каликатровый полевой шпат, обычно решетчатый микроклин, но микроклиновидная решетка распределяется неравномерно, пятнами. Биотит выделяется в виде мелкозернистых агрегатов и отдельных более крупных пластин буровато-зеленой окраски. Породы сильно катаклазированы, что устанавливается по сильновогнатиному и мозаичному угасанию кварца, по образованию трещин в зернах плаггиоклаза и микроклина и взаимному проникновению прожилковидных выделений этих минералов. Возможно, что образование микроклиновидной решетки по первичному каликатровому полевому шпату типа анортоклаза также связано с катаклизмом. Необычайно высокое содержание плаггиоклаза ряда олигоклаза и малое количество каликатрового полевого шпата при 36% содержания кварца отвечает составу лейкократового плаггиогранита.

Раннемеловые гранитоиды. Интрузивные породы раннемелового возраста широко развиты в пределах промежуточной зоны прихотской части Охотско-Чукотского отрезка вулканического пояса, но особенно их большое количество приурочено к Охотскому остаточному массиву. Они слагают крупные интрузивы площадью до 2500 км² и многочисленные более мелкие тела. Относительно меньшие по размеру массивы раннемеловых гранитоидов известны и в чукотской части отрезка. Здесь они развиты как во внутренней, так и во внешней зоне пояса, в главной своей массе сосредоточиваясь по ее периферии, в пределах поднятий и остаточных массивов. Интрузивы гранитоидов часто размещаются среди осадочных толщ раннего мезозоя, палеозоя, а иногда – и среди древних метаморфических толщ. С вулканическими породами отрезка пояса у них нередко существуют постепенные переходы.

Крупные массивы обычно имеют сложное строение, в их составе выделяются габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, нормальные и лейкократовые граниты. Среди этого разнообразия преобладают породы среднего состава – гранодиориты, иногда также и биотит-роговообманковые граниты. Геологические наблюдения, петрологические и петрохимические исследования подтверждают высказанную Е.К. Устиевым точку зрения, что раннемеловые гранитоиды образуют единую габбро-гранодиорит-гранитную серию, пространственно, структурно и генетически тесно связанную с вулканическими андезитовой формации. Количество магматического материала, излившегося в виде вулканических андезитовой формации, и объем магмы, давшей крупные раннемеловые массивы, дают представление о грандиозности масштаба магматизма этого времени, происходившего на территории Охотско-Чукотского отрезка вулканического пояса.

В прихотской части к породам раннемелового инского комплекса (по Р.Б. Умитбаеву) относятся габбро и габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и плаггиограниты, образующие единую серию. Наиболее крупным является Нют-Ульбейский массив, расположенный вдоль восточного края

Охотского остаточного массива, ограниченного крупным субмеридиональным разломом глубокого заложения. Массив гетерогенный, представляет собой ряд сближенных массивов, между которыми не всегда имеются перемычки вмещающих осадочных и вулканических пород. Общая площадь выходов гранитоидов составляет около 8000 км², из которых около половины принадлежат гранитоидам раннемелового возраста. К числу массивов, входящих в состав гетерогенного Нют-Ульбейского массива, относятся собственно Нют-Ульбейский, Нижне-Инский, Нижне-Ульбейский, Ассиберганский и серия более мелких [Умитбаев, 1969; Геология СССР, 1970; Недосекин, 1974].

В большинстве случаев габбро и габбро-диориты встречаются только в виде ксенолитов, включенных в кварцевые диориты и более кислые породы. Лишь изредка габбро дают более крупные (до 15 км²) обособления. Р.Б. Умитбаев [1969] относит их к наиболее ранней фазе внедрения, тогда как Ю.Д. Недосекин [1974] считает, что они представляют собой куммуляты, образовавшиеся при кристаллизации кварцевых диоритов и гранодиоритов. Вместе с тем радиологические определения возраста, проведенные Н.И. Ненашевым [Недосекин, 1976], для габбро дали цифры 130 млн. лет, для гранодиоритов - 126-111 млн. лет, а для плаггиогранитов - 104 млн. лет, что подтверждает раннемеловой возраст всей серии, а также говорит о более раннем этапе кристаллизации основных ее членов.

Среди пород серии наиболее распространены гранодиориты, суммарная площадь выходов которых, по подсчетам Ю.Д. Недосекина, составляет около 3200 км². Кварцевые диориты в большинстве случаев слагают эндоконтактные части массивов, но образуют и отдельные самостоятельные мелкие тела. В крупных массивах наблюдаются переходы от кварцевых диоритов к гранодиоритам, а затем к гранитам за счет увеличения в породах количества кварца и калинатрового полевого шпата и уменьшения содержания цветных минералов.

При микроскопическом изучении пород установлено, что, помимо количественного изменения в соотношениях породообразующих минералов, существенно изменяется и их состав. Для большинства пород серии очень характерна зональность плаггиоклаза (состав зон изменяется по мере перехода к более кислым разновидностям). В габбро и габбро-диоритах центральные части зональных плаггиоклазов имеют состав битовнита (An₈₀) и лабрадора (An₆₈₋₆₅), а внешние зоны - андезин-лабрадора или основного андезина. В гранодиоритах ядра плаггиоклазовых зерен отвечают уже основному андезину (An₄₈₋₅₀), а периферические зоны - олигоклаз-андезину; в плаггиогранитах плаггиоклаз обычно незонален и принадлежит олигоклазу. Калинатровый полевой шпат и кварц в кварцевых диоритах присутствуют в небольших количествах (соответственно от 1,5 до 8% и менее 10%); максимальное количество калинатрового полевого шпата (ортоклаза) содержится в гранодиоритах (10-17%), в плаггиогранитах оно снижается (7-10%). В плаггиогранитах он образует две генерации, из них более поздняя слагает порфиробласты до 1,5-2 см в поперечнике и является наложенной, связанной с калиевым метасоматозом.

Содержание кварца достигает наибольшего количества (до 36%) в лейкократовых плаггиогранитах. Калинатровый полевой шпат принадлежит ортоклазу или анортоклазу, содержащему до 35% натриевой молекулы [Недосекин, 1976]. В некоторых породах встречаются крупные выделения (до 2 см) калинатрового полевого шпата с заметной микроклиновой решеткой. Он развивается вместе с кварцем поздней генерации и мусковитом, замещающим биотит, и формируется в послемагматическую стадию при наложении процессов метасоматоза [Умитбаев, 1969].

Особенно характерно изменение состава цветных минералов по мере перехода к более кислым членам серии. В основных породах - габбро и габбро-диоритах - присутствуют два пироксена (диопсид и гиперстен), небольшое количество роговой обманки и очень немного биотита. По мере увеличения кислотности пород гиперстен исчезает, количество моноклинового пироксена заметно сокращается. В кварцевых диоритах уже преобладает роговая обманка, среди выделений которой в гранодиоритах сохраняются лишь небольшие реликты мо-

ноклинового пироксена. Постепенно возрастает роль биотита, и в плагиогранитах он становится единственным цветным минералом.

К числу крупных массивов раннемелового возраста относятся также Северо-Тайгоносский, детально изученный Г.Е. Некрасовым [1976], и Магаданский. Магаданский массив, обнажающийся по берегу Тауйской губы, имеет площадь 2200 км²; первоначально он был, вероятно, значительно больше, так как его южная часть погружена под воды Тауйской губы. Массив прорывает раннемеловые вулканы, реликты которых сохранились в теле массива на высоте 200–300 м над уровнем моря [Демин, 1949]. По мнению Л.В. Фирсова [1960а], гранитоиды слагают межформационное тело, размещающееся между складчатыми толщами триаса и юры и вулканическими толщами Охотско-Чукотского отрезка пояса.

В составе Магаданского массива выделяются породы различного состава, наиболее ранними из которых являются габбро и габбро-диориты, образующие небольшие изолированные тела и встречающиеся в виде ксенолитов в более кислых породах поздних фаз. Гранодиориты резко преобладают среди других пород массива, составляя около 80%. Количество и состав минералов последовательно изменяются от основных к кислым разновидностям.

В габбро и габбро-диоритах плагиоклаз принадлежит битовнит-лабрадору или лабрадору и составляет до 65% объема породы. Из цветных минералов преобладает моноклиновый пироксен, реже встречается ромбический, в небольшом количестве присутствует роговая обманка, а в отдельных случаях в габбро отмечались зерна оливина и небольшое количество биотита. Кварцевые диориты распространены в массиве более широко, чем габбро и габбро-диориты; в них отмечается большое количество ксенолитов габброидов, а вблизи контакта с массивом трондьемитов мыса Ольского – ксенолиты лейкократовых пород, являющихся отторженцами этого массива.

В составе кварцевых диоритов преобладает зональный плагиоклаз, количество которого нередко превышает 60% от общего объема породы. Ядра зональных кристаллов по составу отвечают лабрадор-битовниту, промежуточные зоны – лабрадору и андезин-лабрадору, а кайма – олигоклазу. Из цветных минералов значительно больше, чем в габбро, развита роговая обманка, моноклиновый пироксен присутствует в единичных выделениях, содержание биотита 5–7%, в отдельных случаях оно достигает 8–10%; в небольшом количестве содержится кварц (5–9%), и иногда появляются не крупные неправильные выделения калинатрового полевого шпата (анортоклаза) [Демин, 1946; Васьяковский и др., 1948].

Большая часть Магаданского массива сложена гранодиоритами, связанными с кварцевыми диоритами постепенными переходами; в кварцевых диоритах сначала образуются участки, содержащие большее количество лейкократовых минералов, отвечающие составу гранодиорита, а затем эти участки гранодиоритов получают преобладающее развитие. В гранодиоритах зональный плагиоклаз, количество которого сохраняется высоким, имеет еще более кислый состав (ядра сложены An_{30} , периферия – An_{20-24} , кайма – An_{10}); калинатровый полевой шпат – анортоклаз – составляет до 8–10%, кварц – около 12%, содержание роговой обманки падает до 2–3% и преобладающим цветным минералом становится биотит, количество которого, однако, не превышает 10%. В ряде участков встречаются породы монцитонитовой структуры с крупными неправильными выделениями калинатрового полевого шпата, в которые включены более мелкие зерна плагиоклаза, кварца и чешуйки биотита; возможно, что такие крупные зерна калинатрового полевого шпата являются порфиробластами, образовавшимися в послемагматическую стадию.

Переход от гранодиоритов к гранитам происходит также постепенно за счет увеличения содержания кварца до 28–30%, исчезновения роговой обманки, уменьшения количества биотита и дальнейшего раскисления плагиоклаза, который становится незональным, но остается главным породообразующим минералом. Такой состав гранитов позволяет отнести их к плагиогранитам. Кроме плагиогранитов, в массиве имеются небольшие тела гранитов, дающие с грано-

диоритами резкие интрузивные контакты. Их отличительной чертой является значительно более высокое содержание калинатрового полевого шпата. По-видимому, эти граниты одновозрастны с дайкой интрузивного липарита, проходящей по контакту одских трондьемитов и кварцевых диоритов Магаданского массива, в которой в виде ксенолитов включены обломки обеих пород.

Радиологические определения возраста интрузивных пород [Фирсов, 1960] дали следующие цифры (в млн. лет): габбро-диориты - 134, кварцевые диориты - 124-127, гранодиориты - 113-125, а граниты дали две группы цифр - 100-106 и около 90. Плагιοграниты имеют возраст 100-110 млн. лет, тогда как граниты, рвушие гранодиориты, - 89-90 млн. лет, что отвечает позднему мелу.

В чукотской части Охотско-Чукотского отрезка раннемеловые гранитоидные интрузивные породы в целом развиты меньше, чем в прихотской. Преобладающее количество раннемеловых интрузивных пород этого района, так же как и в других, принадлежит гранодиоритам. Ранние члены комплекса представлены диоритами, а самые поздние - лейкократовыми гранитами. Во внутренней зоне они слагают ряд массивов, приуроченных к Мургальскому поднятию, образуя цепочку, вытянутую вдоль разлома северо-восточного простирания. Наиболее крупный Ворожейский массив имеет площадь 1900 км², другие - значительно меньших размеров. Они прорывают и ороговиковывают валанжинские осадочные и готерив-барремские вулканогенно-осадочные отложения; с апт-альбской вулканической толщей взаимоотношения интрузивных пород неясны, так как массивы имеют с ними тектонические контакты. Радиологические определения возраста интрузивных пород дали цифры от 116 (для гранодиоритов) до 86 млн. лет (для гранитов) [Милов, 1975].

Среди пород, слагающих массивы, встречены габбро, диориты и кварцевые диориты, гранодиориты (тоналиты), плагιοграниты и лейкократовые граниты. Породы разного состава нередко имеют резкие контакты между собой, но образуют также и постепенные переходы. Небольшие тела лейкократовых гранитов, по-видимому, одновозрастные с дайками и субвулканическими телами того же состава, дают резкие интрузивные контакты с другими породами массивов.

Весь комплекс пород, слагающих массивы Мургальского поднятия, очень сходен с раннемеловыми гранитоидами габбро-гранодиорит-гранитовой серии прихотской части отрезка. Наиболее основные породы здесь также представлены двупироксеновым габбро, слагающим мелкие самостоятельные тела площадью не более 6 км² и в большом количестве встречающимся в ксенолитах среди кварцевых диоритов и тоналитов. Кварцевые диориты, развитые значительно шире, чем более основные разновидности, выходят в основном в краевых частях массивов. Преобладают гранодиориты (тоналиты), на долю плагιοгранитов, слагающих центральные части массивов, приходится около 25% от общего объема интрузивных пород. Взаимоотношения их с тоналитами неясны, с лейкократовыми гранитами плагιοграниты имеют интрузивные контакты.

По мере увеличения кислотности пород изменяется состав породообразующих минералов. Двупироксеновые габбро содержат единичные зерна оливина; оливин и ромбический пироксен отсутствуют в диоритах, но в них постоянно содержатся реликты моноклинного пироксена, окруженные роговой обманкой. Роговая обманка является главным цветным минералом диоритов (около 30%), кварцевых диоритов (15-19%) и отчасти тоналитов (10-15%), но постепенно уступает биотиту. Количество биотита изменяется от 1-2% в основных породах до 8-10% в тоналитах, вновь снижаясь до 5-6% в плагιοгранитах, где является единственным цветным минералом, а в лейкократовых гранитах он составляет всего 1-2%. Плагιοклаз во всех породах, кроме плагιοгранитов, обладает отчетливой зональностью. Его состав последовательно меняется от лабрадора в габбро до олигоклаза в тоналитах и плагιοгранитах. Калинатровый полевой шпат, представленный ортоклазом, появляется в диоритах (1-2%), в тоналитах составляет 2-8%, а в плагιοгранитах достигает всего 15%. В лейкократовых гранитах содержание калинатрового полевого шпата составляет 30% объема породы. Резко отличный состав лейкократовых гранитов, интрузивные взаимоотношения их с плагιοгранитами, связь с субвулканическими телами

и радиологические определения возраста, давшие 86–90 млн. лет, позволяют предположить, что они формировались в позднемеловое время, когда в соседней зоне изливались вулканы липаритовой формации.

Во внешней зоне чукотской части отрезка интрузивы раннемеловых гранитоидов практически отсутствуют. Однако по его северной периферии, в северной части Анюйско-Чукотской миогеосинклинальной системы, обнаружены многочисленные массивы гранитоидов. Они размещаются среди палеозойских и раннемеловых отложений на поднятиях, прослеживающихся от Западной Чукотки до Берингова моря. В связи с ограниченным развитием здесь более молодых пород геологический возраст гранитоидов в большинстве случаев остается невыясненным. По-видимому, имеются как ранне-, так и позднемеловые интрузии, причем, возможно, большая их часть, судя по радиологическим определениям, относится к позднему мелу. В пределах Анюйской вулканической зоны, имеющей северо-западное простираие и, возможно, соединяющейся с Охотско-Чукотским отрезком пояса [Палымский, 1971], были установлены переходы от нижнемеловых вулканических пород среднего состава к гранодиоритам и диоритам. Имеются также указания на то, что в аптских конгломератах встречены их гальки, на основании чего был установлен раннемеловой возраст данных гранодиоритов [Гельман, 1963, 1966].

Гранодиорит-гранитовые породы Западной Чукотки были выделены М.Л. Гельманом в чукотский комплекс, отличающийся от охотского более высокой щелочностью. К востоку от Чаунской губы развиты массивы гранитоидов, залегающие среди палеозойских и триасовых отложений, которые по аналогии с гранитоидами Анюйской зоны также были отнесены к раннемеловому чукотскому комплексу [Загрузина, 1965; Гельман, Загрузина, 1968]. В Центральной Чукотке большинство массивов размещено в тех же древних толщах, что не позволяет судить об их возрасте. А.П. Милов [1975] выделяет эти гранитоиды в амгуэмо-пегтымельскую интрузивную серию и считает, что она формировалась в интервале от баррема до начала позднего мела. Радиологические определения возраста гранодиоритов из различных районов Западной и Центральной Чукотки, проводившиеся разными лабораториями, дали близкие цифры – 120–110 млн. лет, отвечающие концу раннего мела, а для гранитов – 100–85 млн. лет, соответствующие позднему мелу [Загрузина, 1965; Милов, 1975].

В составе палеозойских (верхнедевонских и нижнекарбонных) и триасовых отложений, среди которых размещается большая часть раннемеловых гранитоидов северной периферии чукотской части отрезка, значительную роль играют карбонатные породы. Массивы гранитоидов приурочены к разломам северо-западного (близкого к широтному) и северо-восточного простираия и имеют обычно удлиненную форму. Движения по разломам продолжались и после внедрения интрузивных тел и их консолидации, на что указывают интенсивные послемагматические изменения гранитоидов, их катаклаз, а также развитие во вмещающих толщах разнообразных инъекционных гнейсов, образовавшихся при неоднократном поступлении по разломам метаморфизирующих растворов.

В отличие от других районов на северной периферии чукотской части отрезка весь комплекс в целом характеризуется значительным обогащением каликатровым полевым шпатом. В некоторых породах его содержание так велико, что их выделяют в особую группу монцитонитов, среди которых различают монцитониты, монцитоны и монцитограниты. Монцитониты иногда обособляются в отдельные мелкие тела, залегающие среди карбонатных пород, но чаще слагают участки в эндоконтактах более крупных массивов, контактирующих с карбонатными толщами. Увеличение в монцитонитах количества каликатрового полевого шпата сопровождается возрастанием основности плагиоклаза, сосуществующего с ним. Так, в гранодиоритах нормальной щелочности обычно развит плагиоклаз состава основного андезин-лабрадора, а в монцитогранодиоритах он отвечает лабрадору – плагиоклазу габбро-диоритов нормальной щелочности. Подобное повышение основности плагиоклаза при высоком содержании каликатрового полевого шпата обычно наблюдается в тех случаях, когда кристаллизация расплава идет в условиях повышенного потенциала щелочей [Коржинский, 1952, 19626; Жариков, 1960]. В данном случае повышение

потенциала щелочей, особенно К, могло иметь место благодаря магматическому замещению гранодиоритовым расплавом вмещающих карбонатных пород палеозоя [Загзузина, 1965; Молчанова, 1966]. С другой стороны, присутствие в монцитоидах крупных кристаллов калинатрового полевого шпата (микроклина), достигающих 3–5 см в поперечнике, указывает на метасоматическую природу последних.

Повышенное содержание калинатрового полевого шпата, характерное для всего интрузивного комплекса, по-видимому, связано с тем же процессом, проявившимся в большом масштабе, но менее интенсивно. Исходя из этого, нет оснований считать, что гранитоиды чукотского комплекса являются производными своеобразных родоначальных магматических расплавов, отличных от известково-щелочных расплавов, давших многочисленные массивы гранитоидов других районов Охотско-Чукотского отрезка пояса.

Позднемеловые гранитоиды. Среди обширных полей позднемеловых вулканитов внешней зоны прихотской части отрезка крупные массивы гранитоидов не обнаруживаются. Здесь обычны мелкие субвулканические и гипабиссальные тела, часто размещающиеся в центральных частях вулканических купольных структур, где отчетливо прослеживается тесная связь вулканических и plutонических образований. Представления Е.К. Устиева о единых вулкано-плутонических формациях были разработаны в значительной мере на основе подобных взаимоотношений позднемеловых интрузивных и вулканических пород.

В прихотской части отрезка среди вулканитов внешней зоны преобладают породы липаритовой формации, а интрузивы представлены главным образом кислыми гипабиссальными и субвулканическими гранитами, ранее выделявшимися в самостоятельный омсукчанский комплекс [Матвеевко, Шаталов, 1958; Матвеевко, 1960]. Полнокристаллические породы более глубинного облика редко образуют массивы среди вулканических толщ; как правило, они приурочены к поднятиям, где нередко слагают крупные массивы. Наиболее крупным интрузивом является уже упоминавшийся Нют-Ульбейский массив, сложенный ранне- и позднемеловыми гранитоидами, из которых на долю последних приходится более половины площади, что составляет около 4000 км². В его состав входят крупные Ульбериканский, Лево-Ульбейский и ряд более мелких позднемеловых массивов. Они образованы преимущественно мелко-, средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами, в периферических частях развиты гранодиориты; лейкократовые граниты слагают небольшие тела среди биотитовых гранитов. Гранодиориты содержат многочисленные ксенолиты в значительной степени перекристаллизованных эффузивов и имеют неравномернозернистое такситовое сложение.

Переход от гранодиоритов к биотитовым гранитам происходит постепенно: породы приобретают равномерную зернистость, увеличивается количество лейкократовых компонентов и изменяется состав цветных минералов. В гранодиоритах преобладает роговая обманка (до 10%) при меньшем количестве биотита (3–4%), а в гранитах присутствует только биотит, количество которого сокращается до 0,5% в лейкократовых гранитах. Так же закономерно меняются количество и состав плагиоклаза: в гранодиоритах его содержится до 48% и он имеет зональное строение (ядро – An_{27-30} , кайма – An_{16}), в биотитовых гранитах – 16–20% (ядро – An_{20-25} , кайма – An_{10-12}), а в лейкократовых гранитах – 18% (незональный олигоклаз-альбит). Более кислые породы по сравнению с раннемеловыми гранитоидами той же кислотности характеризуются значительно большим количеством калинатрового полевого шпата. Так, в гранодиоритах он представлен ортоклазом и составляет до 15–20%, а в биотитовых гранитах достигает 58%. Значительная его часть имеет метасоматическую природу и является микроклином, образующим крупные (до 2 см) порфиробласты, придающие породе порфиroidный облик [Недосекин, 1976].

Сходный состав имеет Охотско-Кухтуйский массив, расположенный в северо-восточной части Охотского остаточного массива [Гамянин и др., 1973]; в Ыниканджинском интрузиве, находящемся в северной части Охотского оста-

точного массива, кроме того, присутствуют кварцевые диориты. Они сложены зональным плагиоклазом лабрадор-андезиновой состава (до 67%), гиперстеном (0-3%) и моноклинным пироксеном (0-3%), сохраняющимися часто в виде реликтов среди роговой обманки, количество которой варьирует от 9 до 16%, биотитом (до 10-13%), кварцем (5-10%), в единичных зернах встречается калинатровый полевой шпат. Кварцевые диориты дают постепенные переходы с гранодиоритами, а последние - с биотитовыми гранитами за счет постепенного увеличения количества кварца и калинатрового полевого шпата (ортоклаза), который достигает иногда 52% [Недосекин, 1974].

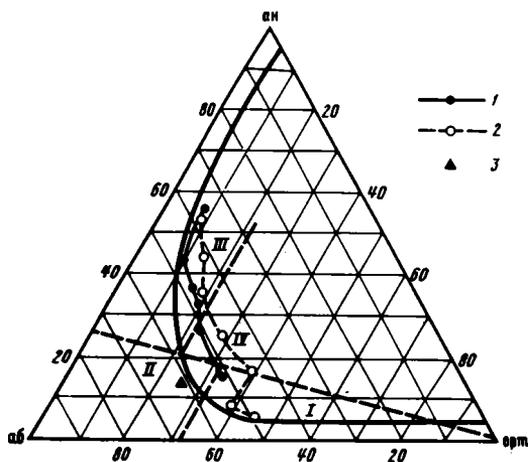
Наиболее полно вся серия позднемеловых гранитоидов представлена в Балыгычано-Сугуйской впадине, где они слагают ряд небольших массивов, прорывающих ранне- и позднемеловые вулканиты. Здесь установлены габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты, биотит-роговообманковые и лейкократовые граниты. Массивы гранитов прорывают самую молодую наяканскую свиту липаритовых игнимбритов. Интрузивные тела имеют лакколитообразную форму. Биотитовые граниты резко преобладают среди других разновидностей; они характеризуются высоким содержанием калинатрового полевого шпата, образующего изометричные кристаллы, входящие в массу породы, и крупные (до 2 см) порфириобласты (микроклина), придающие породе порфириновидное строение. В порфириобластах включены более мелкие зерна плагиоклаза, кварца и биотита основной массы [Руб, 1969; Соболев, 1973].

Различия в составе ранне- и позднемеловых серий гранитоидов приохотской части отрезка хорошо иллюстрируются треугольной диаграммой нормативных составов полевых шпатов (фиг. 10). Из нее видно, что более основные члены серий, вплоть до гранодиоритов, близки между собой, но конечные члены резко расходятся. Близко к плагиограниту раннемеловой серии расположен трондземит мыса Ольского

В чукотской части Охотско-Чукотского отрезка пояса, во внешней ее зоне, довольно крупные массивы позднемеловых гранитоидов размещены в пределах Яблонского поднятия. Они залегают среди валанжин-готеривских вулканогенно-осадочных пород, апт-альбских вулканитов андезитовой формации и сеноман-туронских кислых и умеренно кислых игнимбритов, которые в контактах с гранитоидами в различной степени ороговикованы и биотитизированы. Позднемеловой возраст подтверждается радиологическими определениями - 90-80 млн. лет [Милов, 1975].

Породы представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адамеллитами и лейкократовыми гранитами [Милов, Иванов, 1965; Милов, 1975]. Габбро редко слагают самостоятельные тела, обычно выделяются в виде участков в краевых частях массивов более кислого состава. Лейкократовые граниты в виде мелких штоков прорывают адамеллиты во внутренних частях массивов. Габбро-гранодиорит-гранитный комплекс позднемеловых интрузивных пород А.П. Милов [1975] выделил в яблонскую серию и предположил, что все массивы поднятия представляют собой отдельные выходы единого плутона. Все породы этого интрузивного комплекса в том или ином количестве содержат калинатровый полевой шпат - от 3% в габбро до 36% в адамеллитах, а в лейкократовых гранитах его вдвое больше, чем плагиоклаза. Состав плагиоклаза, так же как и в других районах, закономерно изменяется от лабрадора в габбро до кислого андезина в адамеллитах и олигоклаза в гранитах. В габбро содержится до 16% моноклинного пироксена, который быстро вытесняется роговой обманкой, а затем биотитом - единственным цветным минералом лейкократовых гранитов.

Северная периферия внешней зоны чукотской части Охотско-Чукотского отрезка, как уже было сказано выше, насыщена массивами гранитоидов, большая часть которых, по-видимому, относится к раннемеловому этапу. Однако многие массивы, судя по радиологическим определениям возраста, сложены как ранне-, так и позднемеловыми породами. Полученные для этих массивов цифры варьируют от 140 до 70 млн. лет [Загрузина, 1965; Милов, 1975], из них больше половины определений относится к самым кислым породам - лейкократовым гранитам, для которых получены цифры 95-70 млн. лет. Возможно,



Фиг. 10. Диаграмма нормативных составов полевых шпатов (по И.О. Коннеру [O'Connor, 1965]) гранитоидов Охотско-Чукотского отрезка Восточно-Азиатского вулканического пояса

1 — раннемеловых, 2 — позднемеловых; 3 — трондьемитов мыса Ольского. Поля: I — гранитов, II — трондьемитов, III — тоналитов, IV — адамеллитов

что в позднем мелу формировались не только лейкократовые граниты, но и более основные разновидности, но их трудно отделить от раннемеловых.

Гранитоиды Восточной Чукотки изучены еще очень мало. Они размещаются среди метаморфических и осадочных толщ палеозойского и более древнего возраста, содержащих значительное количество карбонатных пород, реже — среди позднемеловых вулканитов. Радиологические определения возраста гранитоидов дали разброс цифр в пределах 110–70 млн. лет, что подтверждает в основном их позднемеловой возраст. Устанавливается тесная связь в размещении гранитоидных массивов с многочисленными разломами, секущими как древние толщ, так и позднемеловые вулканиты. Массивы, как правило, имеют сложное гетерогенное строение — в их составе отмечаются кварцевые диориты, гранодиориты, нормальные и лейкократовые граниты. Они часто связаны друг с другом постепенными переходами, но местами имеют и интрузивные контакты. Наиболее развиты нормальные и лейкократовые граниты, более основные разновидности выходят в краевых частях массивов. В небольшом количестве распространены сиениты и кварцевые сиениты, появление которых, по-видимому, объясняется магматическим замещением карбонатных пород древних толщ, в пределах или вблизи которых они встречаются. Гранитоиды подвергались воздействию многих наложенных автометасоматических процессов (микроклинизации, мусковитизации, турмалинизации и др.), в результате чего утратили свой первичный облик и состав. Широко проявившийся калиевый метасоматоз привел к формированию крупных порфиробластов калинатрового полевого шпата, придающих породе порфировидный облик [Шило, Загрузина, 1965].

Приведенные описания ранне- и позднемеловых гранитоидов показывают, что среди последних резко преобладают кислые разновидности — биотитовые граниты нормального состава и лейкократовые граниты. Для этих пород характерно более высокое содержание калинатрового полевого шпата, чем для раннемеловых кислых разновидностей. Однако возможно, что некоторая его часть, так же как мусковит и турмалин, образовалась в постмагматический этап. Детальное изучение составов биотитов, проводившееся рядом исследователей [Соболев, 1973; Милов, 1975; Недосекин, 1974, 1976], устанавливает повышение их железистости в гранитах сравнительно с более основными разновидностями пород, а также с раннемеловыми гранитами. Кроме того, многими авторами указывается, что в позднемеловых лейкократовых гранитах особенно распространен железистый гранат (альмандин), присутствуют андалузит, кордиерит и иногда силлиманит, имеющие магматическое происхождение [Загрузина, 1965; Шило, Загрузина, 1965; Серебряков, 1964, 1966; Гамянин и др., 1973]. Образование магматического граната может происходить при кристаллизации расплавов высокой глиноземистости при недостатке щелочей [Маракушев, Тарарин, 1965; Штейнберг, 1975], что противоречит данным о максимуме обогащения калинатровым полевым шпатом лейкократовых гранитов,

где гранат наиболее часто встречается. В какой-то мере это противоречие снимается тем, что значительная часть калинатрового полевого шпата имеет метасоматическое происхождение и формировалась после кристаллизации гранитного расплава.

Петрохимические особенности гранитоидов и вулканических пород Охотско-Чукотского отрезка пояса

Химический состав интрузивных и вулканических пород Охотско-Чукотского отрезка вулканического пояса охарактеризован большим количеством химических анализов, позволяющим оценить характер пород и эволюцию расплавов, из которых они кристаллизовались.

Автором был проведен подсчет средних химических составов по группам с различным содержанием кремнекислоты [Левинсон-Лессинг, 1952] и вычислены для них различные коэффициенты. Для подсчетов были использованы анализы, опубликованные в ряде работ [Устиев, 1963б; Гельман, 1963; Загрузина, 1965; Левитан, 1968; Руб, 1969; Соболев, Шнай, 1969; Умитбаев, 1969; Минц, 1972; Соболев, 1973; Милов, 1975; Осипов, 1975; Недосекин, 1976; Некрасов, 1976; Белый, 1977; и др.], а также данные съемочных партий. Всего использовано 1580 анализов, из них 755 интрузивных и 826 вулканических пород, в том числе раннемеловые интрузивные породы представлены 348 анализами, позднемеловые - 407, юрско-раннемеловые вулканические породы - 53, раннемеловые - 357 и позднемеловые вулканициты - 416 анализами.

Из приведенной таблицы химических и нормативных составов интрузивных пород раннемелового возраста (табл. 5) видно, что они представляют собой единую непрерывную серию с последовательно изменяющимся содержанием компонентов от начальных ее членов к конечным. Индекс Пикока для этой серии интрузивных пород равен 59,6, что отвечает известково-щелочному типу пород.

В нормативном составе габбро отсутствует оливин, а в габбро-диорите уже появляется небольшое количество кварца (5,6%), которое неуклонно возрастает к конечным членам серии, достигая 31,2% в плагиогранитах. Такой состав начальных членов серии указывает на относительно невысокую основность расплава, из которого они кристаллизовались.

Позднемеловая интрузивная серия имеет индекс Пикока, равный 57,75 (табл. 6). Он значительно ниже, чем для раннемеловых интрузивных пород, однако также показывает, что и эта серия принадлежит к породам известково-щелочного типа (пределы индекса Пикока для известково-щелочных пород от 51,0 до 61,25, породы с индексом выше 61,25 относятся к известковому типу).

Диаграммы, построенные по различным петрохимическим коэффициентам (фиг. 11, а, б, в, г, д, е), иллюстрируют последовательные и непрерывные изменения составов от основных пород к кислым в обеих интрузивных сериях. Особенно близки количества суммарного железа (FeO') и коэффициенты глиноземистости (K_{Al}) (см. фиг. 11, а и в). Только отношение FeO/MgO (см. фиг. 11, б) в породах раннемеловой серии несколько меньше, чем в позднемеловой, что характеризует большую их основность. Известковистость (а) и общая щелочность (Na_2O') (см. фиг. 11, г и д) также близки в обеих сериях, лишь в кислых породах позднемеловой серии несколько увеличивается суммарная щелочность.

Наибольшее различия между раннемеловой и позднемеловой интрузивными сериями выражены на диаграмме отношения K_2O/Na_2O (см. фиг. 11, е). Пороцы позднемеловой серии содержат больше К во всех разновидностях. Близость коэффициента глиноземистости (см. фиг. 11, в) не подтверждает представлений о повышенном содержании Al_2O_3 в кислых породах позднемеловой серии относительно раннемеловых. Появление в них минералов, богатых глиноземом (граната, андалузита и др.), по-видимому, связано с особыми условиями ре-

Таблица 5

Средние химические (вес. %) и нормативные (%) составы раннемеловых интрузивных пород

Компоненты	Габбро (35)	Габбро- диориты (17)	Диориты (70)	Кварце- вые диориты (40)	Граноди- ориты (101)	Граниты (82)
Окислы						
SiO ₂	49,20	54,16	59,44	63,92	66,31	71,84
TiO ₂	1,16	0,96	0,77	0,66	0,46	0,26
Al ₂ O ₃	18,53	18,79	17,39	16,59	16,12	14,29
Fe ₂ O ₃	3,31	2,94	2,21	1,52	1,72	1,12
FeO	6,03	5,05	4,42	3,20	2,58	1,63
MnO	0,17	0,11	0,11	0,08	0,08	0,06
MgO	5,78	4,00	2,94	2,38	1,68	0,71
CaO	9,68	6,26	5,65	4,37	3,56	1,96
Na ₂ O	2,85	3,86	3,77	3,92	3,97	3,76
K ₂ O	0,80	1,14	1,81	2,12	2,44	3,38
Коэффициенты						
FeO'	9,01	7,70	6,41	4,57	4,13	2,71
FeO/MgO	1,56	1,93	2,18	1,92	2,46	3,82
KAl	23,30	22,92	20,66	19,27	18,60	16,15
Na ₂ O'	3,41	4,66	5,04	5,40	5,68	6,13
K ₂ O/Na ₂ O	0,20	0,21	0,34	0,33	0,43	0,63
a	0,55	0,44	0,35	0,32	0,27	0,16
Минералы						
кв	-	5,6	14,0	19,5	22,4	31,2
орт	5,1	6,8	10,8	12,2	14,6	20,3
аб	24,7	33,9	32,6	33,0	34,4	32,4
ан	35,9	31,4	23,0	21,7	18,0	9,8
ди	11,0	0,7	4,6	-	-	-
гп	16,0	15,4	10,2	9,1	6,8	3,2
мт	5,0	4,3	3,3	2,1	2,6	1,6
ил	2,3	1,8	1,5	1,4	0,9	0,6
кр	-	-	-	-	0,3	0,8
Сумма	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	99,9

Примечание. См. табл. 2.

жима кислотности-щелочности в момент кристаллизации этих пород, а не с повышенным содержанием Al₂O₃ в исходном расплаве [Маракушев, Тарарин, 1965]. Устанавливается также большое сходство химических составов ранне-

Таблица 6

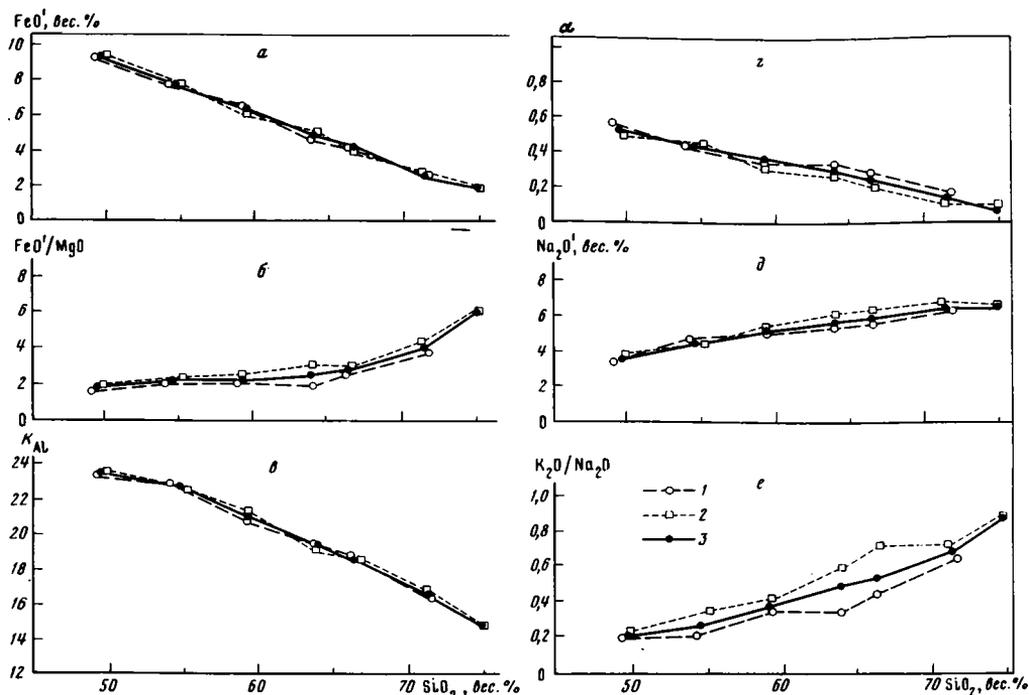
Средние химические (вес. %) и нормативные (%) составы позднемеловых интрузивных пород

Компоненты	Габбро (14)	Габбро-диориты (18)	Диориты (40)	Кварцевые диориты (34)	Гранодиориты (52)	Граниты (43)	Лейкократовые граниты (206)
Окислы							
SiO ₂	49,90	55,21	59,23	64,09	66,64	71,24	74,86
TiO ₂	1,24	1,08	0,83	0,62	0,51	0,35	0,17
Al ₂ O ₃	18,57	18,32	17,70	16,25	15,82	14,65	13,30
Fe ₂ O ₃	3,64	2,56	2,11	1,79	1,67	1,43	0,87
FeO	5,74	5,27	4,08	3,29	2,40	1,43	1,28
MnO	0,17	0,14	0,15	0,08	0,07	0,07	0,05
MgO	4,70	3,30	2,47	1,56	1,31	0,61	0,33
CaO	8,72	7,10	4,88	3,51	2,72	1,23	0,78
Na ₂ O	3,04	3,32	3,82	3,85	3,67	4,02	3,52
K ₂ O	1,00	1,60	2,12	3,18	3,65	3,94	4,33
Коэффициенты							
FeO'	9,02	7,57	5,98	4,90	3,90	2,72	2,06
FeO'/MgO	1,92	2,29	2,42	3,14	2,98	4,46	6,24
K _{Al}	23,53	22,31	21,18	19,08	18,36	16,66	14,74
Na ₂ O'	3,74	4,44	5,30	6,08	6,23	6,78	6,55
K ₂ O/Na ₂ O	0,23	0,34	0,39	0,58	0,70	0,69	0,86
a	0,52	0,45	0,32	0,25	0,18	0,09	0,07
Минералы							
кв	3,0	8,4	13,6	18,0	22,6	29,7	35,3
орт	6,3	9,7	12,5	18,9	29,0	23,1	25,6
аб	26,4	28,4	32,9	32,5	32,0	34,5	29,4
ан	35,1	31,0	24,2	17,3	13,6	5,8	3,9
ди	7,8	4,3	-	-	-	-	-
гп	13,5	12,3	12,0	7,6	5,4	2,2	2,1
мт	5,4	3,8	3,2	3,6	2,6	2,1	1,4
ил	2,4	2,1	1,5	1,2	0,9	0,8	0,5
кр	-	-	0,5	0,2	0,8	1,7	1,4
Сумма	99,9	100,0	100,4	99,3	99,9	99,9	99,6

Примечание. См. табл. 2.

меловых интрузивных пород приохотской и чукотской частей Охотско-Чукотского отрезка.

Особое положение занимают породы, выделяемые в чукотский раннемеловой комплекс (или амгуэмо-пегтымельскую серию). Для них характерно более высокое содержание К и соответственно высокое отношение K₂O/Na₂O, близкое к 1 (0,92-1,07). Средние составы пород этой серии и их петрохимические коэффициенты не дают того закономерного изменения от основных членов к кислым, как это четко прослеживается для других серий. Например, коэффи-



Фиг. 11. Диаграммы петрохимических характеристик (а-е) гранитоидов Охотско-Чукотского отрезка Восточно-Азиатского вулканического пояса

1.- раннемеловых, 2 - позднемеловых; 3 - средние составы

циент глиноземистости пород, содержащих $\text{SiO}_2 = 60,90\%$, значительно ниже, чем у пород с $\text{SiO}_2 = 67,15\%$, и т.д. Отсутствие последовательности в смене составов и в изменении петрохимических коэффициентов в породах монцитонитовой серии подтверждает то, что они формировались из гибридных расплавов, высокая щелочность которых связана с магматическим замещением карбонатных пород.

Тесная связь интрузивных и вулканических пород, образующих единые вулкано-плутонические формации, отчетливо видна и в сходстве их петрохимических особенностей. Среди эффузивных образований Охотско-Чукотского отрезка наиболее основными являются юрско-раннемеловые вулканические породы, слагающие Тайгоносско-Пьягинскую зону приохотской части отрезка (табл. 7).

Интрузивные аналоги основных пород этого времени пока неизвестны, а наиболее кислым вулканикам отвечают трондьемиты и плагиограниты мыса Ольского. Раннемеловые интрузивы Мургаляского поднятия внутренней зоны чукотской части Охотско-Чукотского отрезка приближаются к юрско-раннемеловым вулканикам Тайгоносско-Пьягинской зоны по наиболее низкому содержанию К и отношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, но по другим коэффициентам они близки раннемеловой интрузивной и вулканической сериям приохотской части.

В нормативном составе базальтов юрско-раннемеловых вулкаников Тайгоносско-Пьягинской зоны присутствует незначительное количество оливина (0,4%), что указывает на их слабую недосыщенность кремнекислотой. Отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}'$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$, равные соответственно 1,90 и 3,38, говорят о том, что базальты этой серии относятся к богатому глиноземом толеитовому базальту [Резинов, 1974]. Они близки к базальтам андезитовой формации [Кутолин, 1972] по количеству Al_2O_3 , FeO и MgO, но содержат немного больше CaO и Na_2O . Натровый характер всей серии выражен вполне отчетливо: отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ постепенно возрастает от 0,19 в базальтах до 0,56 в липарито-дацитах, но остается низким. Таким образом, юрско-раннемеловые

Таблица 7

Средние химические (вес. %) и нормативные (%) составы юрско-нижне-
ловых вулканических пород

Компоненты	Базальты (17)	Андези- то-ба- зальты (13)	Андезиты (3)	Дациты (11)	Липарито- дациты (3)	Липатиты (6)
Окислы						
SiO ₂	49,75	54,80	58,80	64,60	68,23	74,08
TiO ₂	1,57	1,20	0,95	0,86	0,77	0,37
Al ₂ O ₃	17,71	17,89	17,61	15,43	14,41	13,37
Fe ₂ O ₃	3,09	3,32	3,17	1,85	1,42	0,67
FeO	6,52	4,75	3,01	3,10	2,94	1,78
MnO	0,14	0,12	0,08	0,14	0,14	0,07
MgO	5,24	3,63	2,44	1,18	0,93	0,63
CaO	8,11	7,17	6,01	3,97	3,20	2,07
Na ₂ O	3,46	3,32	3,72	4,52	3,52	3,94
K ₂ O	0,92	1,08	1,20	2,07	2,81	2,66
Коэффициенты						
FeO'	9,30	7,74	5,86	4,76	4,92	3,38
FeO'/MgO	1,77	2,13	2,40	4,03	4,54	3,77
K _{Al}	22,35	22,07	21,42	18,30	17,81	14,88
Na ₂ O'	4,10	4,08	4,56	5,97	5,49	5,80
K ₂ O/Na ₂ O	0,19	0,22	0,23	0,32	0,56	0,47
α	0,46	0,47	0,42	0,24	0,25	0,18
Минералы						
кв	-	8,3	16,3	20,1	32,0	34,1
орт	5,8	6,9	7,4	12,5	16,0	16,1
аб	30,2	8,5	32,4	8,8	28,2	33,6
ан	30,9	1,7	28,6	16,0	14,7	10,6
ди	8,5	6,2	1,5	3,7	0,4	-
гп	16,3	10,5	6,9	4,3	5,2	3,7
ол	0,4	-	-	-	-	-
мт	4,5	5,0	4,9	2,9	2,1	0,9
ил	3,1	2,9	2,0	1,7	1,5	0,8
Сумма	99,7	100,0	100,0	100,0	100,1	99,8

Примечание. См. табл. 2.

вулканические породы, индекс Ликко которых равен 60,25, отвечают вулканическим образованиям островных дуг не только по геологическим данным, но и по всем петрохимическим характеристикам.

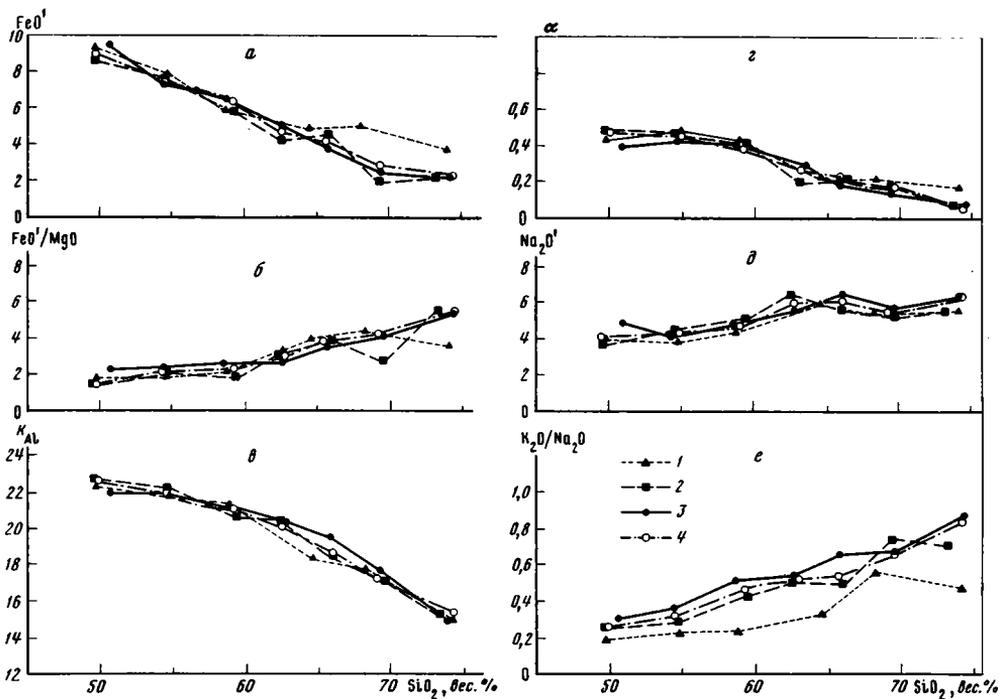
Таблица 8

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы нижнемеловых вулканических пород

Компоненты	Базальты (89)	Андезитобазальты (107)	Андезиты (75)	Андезитодацицы (15)	Андезиты (62)	Липаритоацицы (3)	Липариты (6)
Окислы							
SiO ₂	49,67	54,69	59,39	62,60	65,92	69,34	73,16
TiO ₂	1,09	1,02	0,94	0,71	0,68	0,45	0,26
Al ₂ O ₃	17,58	17,71	17,00	16,84	15,79	15,18	13,61
Fe ₂ O ₃	4,12	3,82	3,33	2,42	2,33	1,64	1,22
FeO	5,13	4,16	3,19	1,95	2,36	0,38	1,18
MnO	0,15	0,05	0,12	0,35	0,10	0,09	0,06
MgO	5,23	3,48	2,78	1,29	1,18	0,65	0,41
CaO	7,80	7,00	5,36	3,74	3,12	2,30	0,94
Na ₂ O	3,12	3,38	3,44	4,30	3,86	3,37	3,32
K ₂ O	1,13	1,40	2,10	3,08	2,70	3,56	3,31
Коэффициенты							
FeO'	8,84	7,60	5,78	4,13	4,46	1,86	2,28
FeO'/MgO	1,69	2,18	2,08	3,20	3,78	2,86	5,56
K _{Al}	22,65	22,13	20,64	20,37	18,52	17,74	15,40
Na ₂ O'	3,91	4,36	4,91	6,46	5,75	5,86	5,64
K ₂ O/Na ₂ O	0,25	0,29	0,43	0,50	0,49	0,74	0,70
α	0,49	0,44	0,39	0,21	0,24	0,19	0,09
Минералы							
кв	2,5	9,4	15,5	13,5	24,2	30,9	39,3
орт	7,0	8,7	12,4	23,0	16,5	21,9	20,2
аб	27,4	29,7	29,2	37,0	33,7	29,7	28,6
ан	32,4	30,0	27,1	16,2	15,6	11,8	4,8
ли	6,6	4,7	-	2,2	-	-	-
ги	15,2	9,5	8,7	3,4	4,4	1,7	1,8
мт	6,5	5,8	4,9	3,5	3,2	1,2	1,6
ил	2,2	2,1	1,7	1,2	1,4	0,9	0,6
сп	-	-	0,4	-	0,8	1,5	2,9
Сумма	99,8	99,9	99,9	100,0	99,8	99,6	99,8

Примечание. См. табл. 2.

Возобновившиеся в позднем неокме мощные излияния опять начинались с базальтов (представлявших собой ранние члены новой вулканической серии), за ними следовали андезиты, составлявшие главную массу изливавшегося материала; кислые члены серии развиты очень слабо (табл. 8). Вулканические породы раннемеловой серии имеют индекс Пикока 59,0 – меньший, чем для предыдущей серии; вся серия носит немного более щелочной характер, чем юрско-раннемеловая. Начинается она породами несколько более высокой кислотности: в нормативном составе базальта присутствует 2,5% кварца, т.е.



Фиг. 12. Диаграммы петрохимических характеристик (а-е) вулканических пород Охотско-Чукотского отрезка Восточно-Азиатского вулканического пояса
1 - юрско-раннемеловых, 2 - раннемеловых, 3 - поздне-меловых; 4 - средние составы

порода насыщена кремнекислотой. При этом индекс Пикока раннемеловых вулканитов почти равен индексу раннемеловой интрузивной серии (59,6).

По суммарному количеству железа (FeO'), отношению FeO'/MgO , коэффициенту глиноземистости, известковистости и общей щелочности (Na_2O') ранне- и поздне-меловые как интрузивные (см. фиг. 11, а, б, в, г, д, е), так и вулканические породы близки между собой (фиг. 12, а, б, в, д, е). В отличие от обогащенных Na пород раннемеловой интрузивной серии одновозрастные им вулканические породы не имеют такого резкого преобладания Na над K. Отношение K_2O/Na_2O (см. фиг. 11, е и 12, е) в целом ближе к этому же отношению в поздне-меловых интрузивных и вулканических породах, но значительно ниже, чем в раннемеловых интрузивных породах.

Поздне-меловая вулканическая серия (табл. 9), как уже говорилось, в ряде районов вновь начинается с базальтов, но их количество очень невелико. По отношению Al_2O_3/FeO' и Al_2O_3/MgO (соответственно равным 1,80 и 3,83) эти базальты также принадлежат к высокоглиноземистому классу толеитовых базальтов [Розин, 1974], отличаясь от базальтов андезитовой формации несколько меньшим содержанием MgO и большим количеством щелочей. Индекс Пикока поздне-меловых вулканических пород (58,1) почти равен индексу одно-возрастной интрузивной серии (57,75) и характеризует немного более щелочной состав сравнительно с породами раннемеловых серий. По всем петрохимическим коэффициентам, как видно из графиков (см. фиг. 12, а, б, в, г, д, е), они очень близки одновозрастным интрузивным породам, в том числе и по отношению K_2O/Na_2O .

Таким образом, выделенные Е.К. Устиевым и Р.Б. Умитбаевым две вулканоплутонические формации - раннемеловая андезито-гранодиоритовая и поздне-меловая липарит-гранитная - подтверждаются петрохимически. Однако трудно согласиться с тем, что поздняя формация в отличие от раннемеловой образовалась из гранитных расплавов корового происхождения, как считают эти и

Таблица 9

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы верхнемеловых вулканических пород

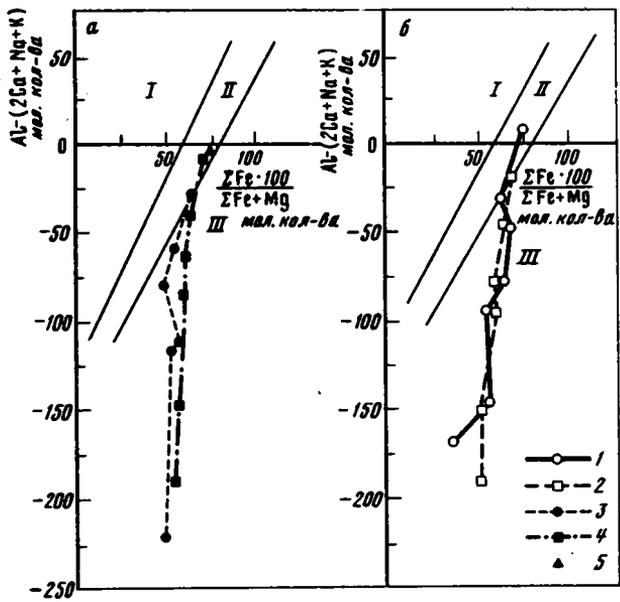
Компоненты	Базальты (15)	Андезитобазальты (49)	Андезиты (16)	Андезитодациты (9)	Дациты (59)	Липаритодациты (21)	Липариты (247)
Окислы							
SiO ₂	50,71	54,47	58,68	62,70	65,86	69,56	74,35
TiO ₂	1,03	0,94	0,86	0,59	0,42	0,29	0,62
Al ₂ O ₃	16,98	17,69	17,53	16,09	15,64	14,87	13,37
Fe ₂ O ₃	4,94	3,62	3,60	2,94	2,11	1,50	1,19
FeO	5,02	4,30	3,15	2,30	1,75	1,07	1,11
MnO	0,18	0,17	0,13	0,21	0,08	0,06	0,05
MgO	4,43	3,66	2,45	1,72	1,00	0,59	0,40
CaO	7,88	7,06	5,27	4,05	2,81	2,14	0,89
Na ₂ O	3,71	3,21	3,29	3,68	3,85	3,36	3,41
K ₂ O	1,53	1,58	2,30	2,70	3,50	3,12	4,11
Коэффициенты							
FeO'	9,47	7,56	6,39	4,95	3,65	2,42	2,18
FeO'/MgO	2,14	2,07	2,61	2,88	3,65	4,10	5,45
K _{Al}	22,01	22,10	21,38	20,43	19,56	17,27	14,98
Na ₂ O'	4,78	4,33	4,90	5,57	6,30	5,54	6,29
K ₂ O/Na ₂ O	0,29	0,35	0,50	0,52	0,64	0,65	0,85
a	0,39	0,44	0,39	0,29	0,21	0,18	0,08
Минералы							
кв	2,3	8,8	15,7	19,6	22,6	33,4	36,0
орт	9,1	9,8	13,7	16,6	21,2	19,0	24,8
аб	32,4	28,1	28,5	32,0	34,0	29,8	29,1
ан	26,0	30,1	27,1	19,4	14,3	11,0	4,6
ди	11,3	4,9	-	0,9	-	-	-
ги	9,5	10,9	7,7	4,9	3,5	2,0	1,0
мт	7,2	5,5	5,4	4,3	3,1	2,2	1,6
ил	2,1	1,8	1,7	1,2	0,8	0,6	1,2
кр	-	-	-	-	0,3	2,1	1,6
Сумма	99,9	99,9	99,8	98,9	99,8	100,1	99,9

Примечание. См. табл. 2.

другие исследователи. Работами Д.С. Штейнберга [1974, 1975] и его соавторов [Штейнберг и др., 1968; Ферштатер, 1973; Ферштатер, Бородина, 1976] было показано, что коровые гранитные расплавы формируются при давлении водяных паров (P_{H_2O}) 3,5–5 кбар и не могут подниматься в верхние горизонты, так как при этом быстро теряют воду и кристаллизуются, не успев достигнуть поверхности. Более сухие глубинные магмы гранитного состава могут давать гипабиссальные и субвулканические тела и изливаться на поверхность. Подоб-

Фиг. 13. Диаграмма глинозема-железистости магм (по В.А. Кутолину [1964]) для гранитоидов (а) и вулканических пород (б) Охотско-Чукотского отрезка Восточно-Азиатского вулканического пояса

Вулканические породы: 1 — раннемеловые, 2 — поздне-меловые; гранитоиды: 3 — раннемеловые, 4 — поздне-меловые; 5 — трондьемиты мыса Ольского. Поля: I — гранитных магм, II — неопределенных решений, III — базальтовых магм



ные переходы между интрузивными и вулканическими образованиями особенно характерны для липарит-гранитной вулкано-плутонической формации. Принадлежность ранне- и поздне-меловых гранитов к производным сухой глубинной магмы подтверждается их петрохимическими особенностями.

Нанесение нормативного состава эвтектических гранитов на диаграмму О. Таттла и Н. Боуэна, построенную по экспериментальным данным и уточненную У. Лутсом [Tuttle, Bowen, 1958; Luth et al., 1964], говорит о формировании гранитов при давлении водяных паров от 0,5 до 1,0 кбар (см. фиг. 8), т.е. в сухих или маловодных условиях. Такая маловодная магма могла поступать из подкорových глубин [Молчанова, 1973; Меланхолина, Молчанова, 1977]. Это хорошо подтверждается диаграммой глинозема-железистости магм, предложенной В.А. Кутолиным [1964], на которой все интрузивные в вулканические породы расположились в поле базальтовой магмы, только самые кислые их разновидности попали в поле неопределенных решений, но лежат вблизи границы с полем базальтовой магмы (фиг. 13).

Проведенное сравнение петрохимических особенностей всех интрузивных и вулканических пород Охотско-Чукотского отрезка вулканического пояса показало их принадлежность к известково-щелочному типу пород. Отдельные члены магматических серий фиксируют различные этапы эволюции расплава с постепенным возрастанием кислотности и щелочности от начальных членов к конечным. Такая эволюция расплава происходит как в пределах одной серии, так и в ходе всей магматической деятельности, продолжительность которой охватывает период около 70 млн. лет.

Наиболее ранняя, юрско-раннемеловая серия, отвечающая этапу развития магматизма островной дуги, характеризуется более основным составом, большей известковистостью и резким преобладанием Na над K. В последующий этап, когда мезозойская геосинклинальная область превратилась в сушу, вдоль ее окраины происходило особенно обильное поступление магматического материала андезитового состава, приводившее к интенсивному наращиванию континентальной коры. По мере эволюции магматических расплавов понижалась известковистость, повышалась щелочность и возрастала роль K, наибольшее количество которого содержится в породах липарит-гранитной формации, образовавшейся в поздний этап магматической деятельности.

Геологическая позиция вулканических толщ и гранитоидов

Сихотэ-Алинский отрезок вулканического пояса протягивается от южного берега Охотского моря в юго-западном направлении вдоль края континента на расстояние около 1500 км. Он образует зону с максимальной шириной на северо-востоке (150–100 км), постепенно сужающуюся к юго-западу. Значительная часть отрезка пояса срезана береговой линией и погружена под воды Татарского пролива и Японского моря.

Так же как и для Охотско-Чукотского отрезка пояса, принято считать, что вулканические образования среднего и кислого состава, относящиеся к Сихотэ-Алинскому отрезку, формировались в орогенный этап в наземных условиях, которые на всей территории Сихотэ-Алиня наступали в разные периоды позднего мела, начиная с сеноман-турона. Вместе с тем имеются данные [Геология СССР, 1966, 1969], что в восточной части Главного синклиория Сихотэ-Алиня сеноман-туронские вулканические толщи согласно лежат на готерив-альбских морских флишонидных отложениях, в верхах разреза которых значительную роль играют вулканические образования среднего и кислого состава (Верхне-Бикинский, Арминский, Кемский, Кавалеровский, Дальнегорский и другие районы). Эти вулканические породы мало изучены, но сам факт их наличия указывает на то, что формирование вулканических толщ началось задолго до наступления континентальных условий в краевой части континента.

Вулканические излияния и выбросы пирокластического материала среднего состава происходили в сеномане и туроне и в юго-западной части отрезка, в отдельных районах которой наземные условия установились несколько раньше, чем в северо-восточной части. Главная масса вулканических пород накапливалась в сенонском и датском веке, заметно сократившись в палеоцене [Ветренников, 1976]. Вулканические породы сеноман-туронского и сенонского возраста известны не только в прибрежной части Сихотэ-Алиня, но и западнее, в восточной и даже в центральной части Главного синклиория, где они залегают согласно на морских геосинклинальных отложениях готерив-альбского и сеноманского возраста [Кропоткин, Шахарстова, 1965; Беляевский и др., 1963; Потапова, 1967]. Они слагают здесь отдельные более или менее крупные вулканотектонические впадины, в пределах которых устанавливаются отдельные древние центры извержений. Такое широкое распространение сеноман-туронских вулканических толщ показывает, что в этот период вулканический пояс распоягался несколько западнее или, может быть, имел значительно большую ширину, но в результате последующих поднятий и интенсивной эрозии вулканические породы сохранились лишь в отдельных, более глубоких впадинах и в относительно узкой зоне вдоль побережья.

В пределах современных границ Сихотэ-Алинского отрезка пояса наиболее древние вулканы обнажаются в его юго-западной части. Сенонские породы представлены агломератовыми и псефитовыми туфами среднего и кислого состава, переслаивающимися с прослоями туфитов и туфопесчаников, на которых залегают туронские андезиты с прослоями более кислых туфов [Ветренников, 1976]. Выше лежит мощная сенон-датская толща, состоящая из разнообразных туфов, игнимбритов и горизонтов лав дацитового, липаритового и реже андезитового состава. Общая мощность вулканической толщи позднего мела достигает 4000 м. Во многих участках разрез вулканических пород венчается палеоценовыми вулканитами такого же пестрого состава.

В северо-восточной части отрезка нижние горизонты обнажаются лишь в некоторых вулканических структурах, в ряде разрезов нижнесенонские породы пояса лежат непосредственно на осадочных отложениях, относимых к его основанию. Здесь сенон-датские и палеоценовые вулканы пестрого дацит-липаритового состава часто перекрываются эоцен-миоценовыми базальтами и андезитобазальтами, по-видимому, не относящимися к породам вулканического пояса [Геология СССР, 1969; Ветренников, 1976].

Одновременно с накоплением меловых и палеоценовых вулканических толщ Сихотэ-Алиня восточнее него, в западной части Сахалина, формировался Западно-Сахалинский прогиб, в котором отлагались мощные морские терригенные толщи мелового и кайнозойского возраста [Меланхолина, 1973]. Сочетание готерив-альбской вулканической зоны и морского терригенного прогиба позволяет сделать вывод, что они являлись парными структурами, сходными с современными вулканическими грядами и желобами [Меланхолина, Молчанова, 1977]. Позднее, в сенонском-датском веке и в палеоцене, когда вся Сихотэ-Алинская мезозойская область была превращена в сушу, вулканическая деятельность продолжалась в относительно узкой зоне, вдоль новообразованной континентальной окраины, в результате чего здесь накопились вулканические толщи большой мощности.

Так же как и в Охотско-Чукотском отрезке пояса, с вулканическими породами Сихотэ-Алинского отрезка связаны интрузивные породы, образующие вместе с ними вулканоплутонические формации [Фаворская и др., 1960, 1961; Молчанова, 1973; Ветренников, 1976; и др.]. В Главном синклинии также развиты многочисленные массивы гранитоидов, но в большинстве случаев не обнаруживающие непосредственной связи с вулканическими толщами. Они прорывают весь разрез геосинклинальных отложений, включая и сеноман-туронские [Кропоткин, Шахарстова, 1965]. Верхняя возрастная граница для них, как правило, не устанавливается, а размещение тесно связано с разломами, вдоль которых массивы вытягиваются в виде цепочек северо-восточного простирания. Обычно образование этих гранитоидов многими исследователями связывается с орогенным этапом развития мезозойской складчатой области, при этом считается, что они кристаллизовались из гранитной магмы корового происхождения [Шипулин, 1957; Быковская и др., 1963; Бурого и др., 1968; Быковская, Блюмштейн, 1971; Салун, 1978]. Дальнейшие исследования показали, что их внедрение также тесно связано с формированием вулканического пояса [Молчанова, 1973; Ветренников, 1976].

Состав и возраст гранитоидов

Гранитоиды Главного синклиория и Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса подразделяются на бачелазский и приморский интрузивные комплексы. Бачелазский комплекс развит в основном в Главном синклиории, меньше - в юго-западной части Сихотэ-Алинского отрезка пояса. Гранитоиды этого комплекса в прибрежной зоне прорывают сеноман-туронские и нижнесенонские вулканические толщи, а их обломки встречены в верхней части толщи сенончатских вулканитов. Приморский комплекс гранитоидов развит преимущественно в пределах Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса или несколько западнее, в непосредственной близости от него. Гранитоиды этого комплекса прорывают позднесенон-датские, датские и датско-палеоценовые вулканические толщи [Ветренников, 1976].

Радиологические определения, проведенные в лаборатории ВСЕГЕИ К-Аг методом, дали возраст для основных пород бачелазского комплекса 125-104 млн. лет, для биотит-роговообманковых гранитов 96-88 млн. лет [Полевая и др., 1955; Изох и др., 1957]. Для гранодиоритов и гранитов приморского комплекса были получены цифры 70-60 млн. лет.

Гранитоиды бачелазского комплекса образуют крупные массивы, до 400 км² (Успенский, Евлампиевский, Валентиновский, Благодатнинский, Арминский и др.), и многочисленные более мелкие тела. Крупные часто имеют гарполитовую, лакколитовую, лопполитовую и пластовую формы, мелкие чаще слагают штоки и трещинные интрузии. Строение крупных массивов сложное - в их составе выделяются породы от основного до кислого состава. Мелкие тела, как правило, представлены одной разновидностью. Массивы со сложным строением формировались в две или в три фазы. К первой фазе относятся габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, которые слагают отдельные небольшие участки в краевых частях массивов или образуют блоки и шшироподобные обо-

собления, включенные в породы более поздних фаз. Породы второй и третьей фаз характеризуются более кислым составом.

Габбро и габбро-диориты первой фазы состоят из плагиоклаза (до 50%) состава лабрадора ($Ап_{60}$), реже лабрадор-битовнита ($Ап_{70}$), моноклинного пироксена (авгита) (до 30%), в значительной степени замещенного роговой обманкой, количество которой достигает 10–14%, и переменного количества биотита (от 2 до 8%). Нередко в основных породах содержится некоторое количество калинатрового полевого шпата (микроклина), образующего крупные выделения (до 2 см). Порода в этих случаях приобретает монциттовую структуру и может быть названа монцогаббро.

В габбро-диоритах и диоритах по сравнению с габбро увеличивается кислотность слагающих их минералов: плагиоклаз представлен андезин-лабрадором ($Ап_{50-55}$), количество пироксена сильно уменьшается за счет возрастания содержания замещающей его роговой обманки и несколько увеличивается количество биотита; в случае отсутствия калинатрового полевого шпата (микроклина) породы относят к монцодиоритам.

Присутствие микроклина в гранитоидах первой фазы послужило основанием для выделения в Сихотэ-Алине особой группы монциттоидных пород и предположения, что они формировались в иных, более глубинных условиях, чем одно-возрастные им гранитоиды нормальной щелочности [Изох и др., 1957; Изох, 1974]. Однако характер выделений калинатрового полевого шпата (в виде крупных порфировидных ксеноморфных зерен, включающих более мелкие зерна других минералов), принадлежность его к микроклину, а также наличие в этих породах мелких прожилков микроклина позволяют предположить, что калинатровый полевой шпат кристаллизовался в поздней или в послемагматическую стадию, когда в уже закристаллизованные породы привносился К из обогащенных им расплавов более поздних фаз внедрения.

Наиболее распространенными гранитоидами бачелазского комплекса являются кварцевые диориты, биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты второй фазы. Две последние разновидности слагают большую часть крупных массивов. Они обычно связаны друг с другом постепенными переходами, которые осуществляются за счет изменения в соотношениях породообразующих минералов. В них отсутствует пироксен, а роговая обманка постепенно уступает место биотиту, который становится в гранитах преобладающим цветным минералом. Плагиоклаз в кварцевых диоритах и гранодиоритах обычно образует идиоморфные зональные зерна, центральные части которых имеют андезин-лабрадорный состав ($Ап_{48-54}$), а периферические зоны – состав олигоклаза-андезина ($Ап_{30}$). Калинатровый полевой шпат в этих породах представлен ксеноморфными зернами анортклаза или ортоклаза, кроме того, нередко присутствуют более крупные порфировидные зерна микроклина (до 1,5–2 см), сходные с микроклином габбро, придающие породе монциттовую структуру. Такие породы часто выделяют как монцититы и монцогранодиориты. В биотит-роговообманковых гранитах зональность плагиоклазов отсутствует или выражена очень слабо; ядра имеют состав андезина ($Ап_{30-35}$), а краевая зона – олигоклаза ($Ап_{15-18}$) [Изох и др., 1957]. Калинатровый полевой шпат, как правило, представлен ортоклазом или анортклазом, иногда нерешетчатым микроклином, образующим нередко порфировидные выделения. Количество роговой обманки уменьшается вплоть до полного ее исчезновения, содержание биотита также снижается с 6–7 до 3–4% в наиболее лейкократовых разновидностях гранитов.

К породам третьей фазы относятся мелкозернистые светлые лейкократовые граниты, прорывающие гранодиориты и крупнозернистые граниты второй фазы. Для них характерно присутствие мелких микротитовых пустоток; вблизи контактов уменьшаются размеры зерен и появляются не крупные порфировые выделения плагиоклаза; мелкозернистые граниты часто имеют гранофировую структуру, указывающую на их кристаллизацию из расплавов, близких к эвтектическим. Эти граниты слагают участки среди крупнозернистых гранитов и гранодиоритов, а также самостоятельные мелкие тела и дайки. Они сложены незначительным плагиоклазом состава олигоклаза или альбит-олигоклаза (23–25%), который иногда обрастает каемкой послемагматического альбита, большим

количеством зерен кварца (до 35–37%) и ортоклаза (35–36%); мелкие чешуйки биотита составляют не более 3% объема породы. По краям зерен ортоклаза и плагиоклаза развивается более поздний метасоматический альбит. По условиям залегания, структурам и составу видно, что породы бачелазского комплекса формировались в гипабиссальных условиях. Полевыми наблюдениями устанавливается тесная связь (часто через промежуточные экструзивные купола, выходящие в вулканоструктурах) с сеноман–туронскими и раннесенонскими вулканидами Сихотэ–Алинского отрезка пояса.

Приморский интрузивный комплекс, как и бачелазский, представлен породами, изменяющимися по составу от основных к ультракислым. Они слагают отдельные, довольно крупные массивы (до 380 км²) и множество мелких, развитых главным образом в северной части Сихотэ–Алинского отрезка пояса, где наиболее широко распространены дат–палеоценовые вулканиды; более крупные массивы преобладают в юго–западной части отрезка. Здесь к их числу относятся Ольгинский, Владимирский, Опричининский, Тернейский и другие массивы, обнажающиеся вдоль береговой линии Японского моря. Крупные массивы тоже имеют сложное многофазное строение.

Наиболее основные члены ранней фазы представлены габбро–диоритами, реже габбро, которые слагают единичные самостоятельные тела или краевые участки крупных массивов (Ольгинский, Опричининский). Кроме того, они представлены огромным количеством включений размером от нескольких сантиметров до десятков и даже первых сотен метров в поперечнике, заключенных в кислые породы поздних фаз. Такие включения основных пород имеют более или менее изометричную форму и размещены довольно равномерно, но в ряде случаев образуют скопления, где составляют более 50% объема. В некоторых массивах эти скопления образуют пологозалегающие прослои, в пределах которых сами включения также имеют вытянутую, линзовидную форму. Включения изучались С.А. Коренбаумом и Г.А. Валуи [1970], И.А. Тарариным [1975], Г.А. Валуи [1976] и др., а также геологами–съемщиками Приморского геологического управления. По мнению этих исследователей, прослои образовались при внедрении находящейся под давлением гранитной магмы в пологозалегающее тело основных пород ранней фазы. Включения под воздействием последующих внедрений кислых порций магмы в различной степени переработаны и представлены гаммой пород от габбро–диоритов до кварцевых диоритов и даже гранодиоритов.

Габбро–диориты, диориты и кварцевые диориты первой фазы темно–серые или серые, мелкозернистые, иногда с мелкими вкрапленниками зерен плагиоклаза. Структура этих пород изменяется от офитовой и габбровой до гилпидиоморфно–зернистой. Вкрапленники плагиоклаза (до 4 мм в поперечнике) представлены основным андезитом (Ап_{40–45}) в центральных частях зональных зерен и андезин–олигоклазом (Ап₃₀) – в периферических. Из цветных минералов преобладает роговая обманка, также образующая небольшие вкрапленники; в редких случаях отмечаются отдельные зерна моноклинного пироксена (авгита), частично замещенного роговой обманкой, и небольшое количество биотита. Кварц и калинатровый полевой шпат иногда содержатся в виде мелких ксеноморфных зерен. В кварцевых диоритах роль кварца и калинатрового полевого шпата значительно увеличивается.

К породам второй фазы относятся гранодиориты, биотит–роговообманковые и биотитовые граниты, тесно связанные взаимопереходами. Гранодиориты чаще развиты в приконтактовых частях массивов, причем в более мелких телах местами устанавливается постепенная смена пород в вертикальном направлении: от гранодиоритов в нижней части массива через биотит–роговообманковые к биотитовым гранитам в его верхней части. Такая смена пород подтверждает пологую форму залегания интрузивных тел. В гранодиоритах и гранитах плагиоклаз представлен идиоморфными, часто зональными кристаллами с ядром состава андезина и олигоклазовой периферической зоной, которая нередко обрастает каймой альбитового состава. При порфириовидном сложении пород небольшие (2–4 мм) вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой, иногда биотитом. Основная масса гранитовой или гранофировой структуры сло-

жена зернами кварца и калинатрового полевого шпата, мелкими призмами розовой обманки и чешуйками биотита, часто образующими скопления.

В позднюю фазу кристаллизовались мелкозернистые розовые лейкократовые граниты, иногда слабопорфировидные, с вкрапленниками плагиоклаза состава олигоклаза или альбит-олигоклаза и кварца. Цветные минералы представлены мелкими выделениями биотита в количестве около 2%. Для лейкократовых гранитов характерна гранофировая структура, на отдельных участках сменяющаяся аплитовой.

Мелкие массивы гранитоидов приморского комплекса, в большом количестве развитые среди вулканитов сенон-датского и дат-палеоценового возраста, особенно многочисленны в северо-восточной части Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса. Они обычно представлены теми же разновидностями, но имеют более резко выраженный гипабиссальный облик. Среди них преобладают диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и ассоциирующие с ними интрузивные андезиты, дациты и липариты субвулканических тел, связанные переходами, с одной стороны, с эффузивами, а с другой - с описанными выше полнокристаллическими гранитоидами.

Петрохимические особенности интрузивных и вулканических пород Сихотэ-Алинского отрезка пояса

Для сравнения химических составов интрузивных и вулканических пород Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса были подсчитаны средние составы по отдельным группам пород, по ним вычислены петрохимические коэффициенты и нормативные составы (табл. 10, 11). Отдельно для сопоставления интрузивных пород между собой были подсчитаны средние составы и коэффициенты для гранитоидов Главного синклинория Сихотэ-Алиня (табл. 12). Были использованы химические анализы, опубликованные в различные годы [Фаворская, 1956; Шипулин, 1957; Фаворская и др., 1961; Сборник химических анализов..., 1961; Ветренников, 1976; и др.], а также анализы, выполненные в Приморском геологическом управлении после 1961 г., всего 456 анализов. Полученные петрохимические коэффициенты нанесены на графики (фиг. 14, а, б, в, д, е), из которых видно, что интрузивные и вулканические породы близки по своим характеристикам и последовательно изменяются во времени.

Породы вулканоплутонической формации представляют собой непрерывные серии с нарастающей кислотностью от ранних пород к более поздним; по мере увеличения кислотности также последовательно изменяются и другие характеристики. Все породы принадлежат известково-щелочному типу, но при этом вулканические и интрузивные породы Сихотэ-Алинского отрезка пояса довольно значительно различаются по индексу Пикока, который для вулканических пород равен 58,0, а для интрузивных - 60,0. По всем характеристикам интрузивные породы Главного синклинория и отрезка вулканического пояса очень близки, особенно по содержанию FeO'. Величина FeO'/MgO для вулканической серии несколько больше, что указывает на меньшую основность пород (см. фиг. 14, а, б). Более основные члены вулканической серии относительно обогащены глиноземом (см. фиг. 14, в), но для средних и кислых пород всех трех серий этот коэффициент почти одинаков. Обе серии близки по суммарной щелочности (Na_2O), которая в кислых членах серии сохраняется почти на одном уровне. Только габбро интрузивной серии вулканического пояса отличаются довольно низким содержанием щелочей за счет малого количества Na_2O (к сожалению, они представлены только одним анализом). Наименьшие различия видны для отношения K_2O/Na_2O (см. фиг. 14, е) в породах вулканической серии. Интрузивные породы Главного синклинория относительно обогащены K, при этом особенно велико его количество в габбро, что, возможно, связано с наложением на интрузивные породы позднего калиевого метасоматоза.

На диаграмме нормативного состава полевых шпатов (альбита-ортоклаза-анортита) в породах Сихотэ-Алинского отрезка пояса кривые всех трех серий располагаются близко и почти параллельно друг другу (фиг. 15). Вулканические породы обогащены альбитом, так же как и гранитоиды вулканического пояса. Исключение составляет габбро, характеризующееся большим количеством орто-

Таблица 10

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы интрузивных пород Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса

Компоненты	Габбро (1)	Габбро-диориты (9)	Диориты (37)	Кварцевые диориты (19)	Гранодиориты (17)	Граниты (36)	Лейкограниты (78)
Окислы							
SiO ₂	49,64	54,75	59,63	63,61	67,49	70,86	75,31
TiO ₂	-	0,90	0,72	0,52	0,32	0,24	0,10
Al ₂ O ₃	16,24	17,98	16,49	16,24	15,33	14,68	13,36
Fe ₂ O ₃	6,83	1,92	2,59	2,23	1,80	1,52	0,91
FeO	2,30	5,42	4,47	3,14	1,71	1,81	1,12
MnO	1,20	0,14	0,15	0,11	0,05	0,08	0,04
MgO	4,04	4,32	2,96	1,96	1,16	0,73	0,27
CaO	7,79	7,22	5,66	4,08	2,83	1,73	0,95
Na ₂ O	1,50	2,77	2,90	3,66	3,66	3,39	3,35
K ₂ O	2,70	2,13	2,40	2,85	3,58	4,00	4,77
Коэффициенты							
FeO'	8,45	7,15	6,80	5,15	3,33	3,18	1,93
FeO'/MgO	2,09	1,66	2,30	2,63	2,87	4,36	7,15
KAl	22,48	21,80	19,74	19,12	17,89	16,66	14,84
Na ₂ O'	2,39	4,26	4,58	5,66	6,17	6,18	6,48
K ₂ O/Na ₂ O	1,26	0,53	0,58	0,55	0,67	0,83	0,93
α	0,51	0,46	0,42	0,29	0,22	0,14	0,08
Минералы							
кв	10,3	6,9	15,6	18,8	24,6	30,7	35,7
ор	17,5	12,5	13,9	17,5	21,6	23,6	26,7
аб	13,6	24,2	24,6	31,4	31,4	29,1	28,3
ан	31,9	31,5	27,6	19,5	14,6	8,7	4,7
дн	7,8	4,2	2,5	1,0	-	-	-
гп	8,1	16,2	11,1	7,5	4,3	3,7	1,8
мт	10,8	2,8	3,4	3,3	2,7	2,1	1,4
ил	-	1,7	1,1	1,0	0,6	0,5	0,2
кр	-	-	-	-	0,2	1,6	1,2
Сумма	100,0	100,0	99,8	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. См. табл. 2.

клаза. Гранитоиды Главного синклиория отличаются изменчивым содержанием ортоклаза - оно значительно в гранодиоритах, но особенно велико в монцогаббро. Для базальтов Сихотэ-Алинского отрезка пояса отношения Al_2O_3/FeO и Al_2O_3/MgO равны соответственно 2,39 и 4,39, что отвечает сильно обогащенному глиноземом толеитовому базальту [Розин, 1974]. От среднего состава базальта андезитовой формации [Куголин, 1972] они отличаются более высоким содержанием Al_2O_3 , несколько пониженным количеством MgO и FeO' .

жена зернами кварца и калинатрового полевого шпата, мелкими призмами роговой обманки и чешуйками биотита, часто образующими скопления.

В позднюю фазу кристаллизовались мелкозернистые розовые лейкократовые граниты, иногда слабопорфировидные, с вкрапленниками плагиоклаза состава олигоклаза или альбит-олигоклаза и кварца. Цветные минералы представлены мелкими выделениями биотита в количестве около 2%. Для лейкократовых гранитов характерна гранофировая структура, на отдельных участках сменяющаяся аплиговой.

Мелкие массивы гранитоидов приморского комплекса, в большом количестве развитые среди вулканитов сенон-датского и дат-палеоценового возраста, особенно многочисленны в северо-восточной части Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса. Они обычно представлены теми же разновидностями, но имеют более резко выраженный гипабиссальный облик. Среди них преобладают диорит-порфириды, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и ассоциирующие с ними интрузивные андезиты, дациты и липариты субвулканических тел, связанные переходами, с одной стороны, с эффузивами, а с другой - с описанными выше полнокристаллическими гранитоидами.

Петрохимические особенности интрузивных и вулканических пород Сихотэ-Алинского отрезка пояса

Для сравнения химических составов интрузивных и вулканических пород Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса были подсчитаны средние составы по отдельным группам пород, по ним вычислены петрохимические коэффициенты и нормативные составы (табл. 10, 11). Отдельно для сопоставления интрузивных пород между собой были подсчитаны средние составы и коэффициенты для гранитоидов Главного синклиория Сихотэ-Алиня (табл. 12). Были использованы химические анализы, опубликованные в различные годы [Фаворская, 1956; Шипулин, 1957; Фаворская и др., 1961; Сборник химических анализов..., 1961; Ветренников, 1976; и др.], а также анализы, выполненные в Приморском геологическом управлении после 1961 г., всего 456 анализов. Полученные петрохимические коэффициенты нанесены на графики (фиг. 14, а, б, в, д, е), из которых видно, что интрузивные и вулканические породы близки по своим характеристикам и последовательно изменяются со временем.

Породы вулканоплутонической формации представляют собой непрерывные серии с нарастающей кислотностью от ранних пород к более поздним; по мере увеличения кислотности также последовательно изменяются и другие характеристики. Все породы принадлежат известково-щелочному типу, но при этом вулканические и интрузивные породы Сихотэ-Алинского отрезка пояса довольно значительно различаются по индексу Пикока, который для вулканических пород равен 58,0, а для интрузивных - 60,0. По всем характеристикам интрузивные породы Главного синклиория и отрезка вулканического пояса очень близки, особенно по содержанию FeO' . Величина FeO'/MgO для вулканической серии несколько больше, что указывает на меньшую основность пород (см. фиг. 14, а, б). Более основные члены вулканической серии относительно обогащены глиноземом (см. фиг. 14, в), но для средних и кислых пород всех трех серий этот коэффициент почти одинаков. Обе серии близки по суммарной щелочности (Na_2O), которая в кислых членах серии сохраняется почти на одном уровне. Только габбро интрузивной серии вулканического пояса отличаются довольно низким содержанием щелочей за счет малого количества Na_2O (к сожалению, они представлены только одним анализом). Наименьшие различия видны для отношения K_2O/Na_2O (см. фиг. 14, е) в породах вулканической серии. Интрузивные породы Главного синклиория относительно обогащены К, при этом особенно велико его количество в габбро, что, возможно, связано с наложением на интрузивные породы позднего калиевого метасоматоза.

На диаграмме нормативного состава полевых шпатов (альбита-ортоклаза-анортита) в породах Сихотэ-Алинского отрезка пояса кривые всех трех серий располагаются близко и почти параллельно друг другу (фиг. 15). Вулканические породы обогащены альбитом, так же как и гранитоиды вулканического пояса. Исключение составляет габбро, характеризующееся большим количеством орто-

Таблица 10

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы интрузивных пород Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса

Компоненты	Габбро (1)	Габбро-диориты (9)	Диориты (37)	Кварцевые диориты (19)	Гранодиориты (17)	Граниты (36)	Лейкократовые граниты (78)
Окислы							
SiO ₂	49,64	54,75	59,63	63,61	67,49	70,86	75,31
TiO ₂	-	0,90	0,72	0,52	0,32	0,24	0,10
Al ₂ O ₃	16,24	17,98	16,49	16,24	15,33	14,68	13,36
Fe ₂ O ₃	6,83	1,92	2,59	2,23	1,80	1,52	0,91
FeO	2,30	5,42	4,47	3,14	1,71	1,81	1,12
MnO	1,20	0,14	0,15	0,11	0,05	0,08	0,04
MgO	4,04	4,32	2,96	1,96	1,16	0,73	0,27
CaO	7,79	7,22	5,66	4,08	2,83	1,73	0,95
Na ₂ O	1,50	2,77	2,90	3,66	3,66	3,39	3,35
K ₂ O	2,70	2,13	2,40	2,85	3,58	4,00	4,77
Коэффициенты							
FeO'	8,45	7,15	6,80	5,15	3,33	3,18	1,93
FeO'/MgO	2,09	1,66	2,30	2,63	2,87	4,36	7,15
KAl	22,48	21,80	19,74	19,12	17,89	16,66	14,84
Na ₂ O'	2,39	4,26	4,58	5,66	6,17	6,18	6,48
K ₂ O/Na ₂ O	1,26	0,53	0,58	0,55	0,67	0,83	0,93
<i>a</i>	0,51	0,46	0,42	0,29	0,22	0,14	0,08
Минералы							
кв	10,3	6,9	15,6	18,8	24,6	30,7	35,7
ор	17,5	12,5	13,9	17,5	21,6	23,6	26,7
аб	13,6	24,2	24,6	31,4	31,4	29,1	28,3
ан	31,9	31,5	27,6	19,5	14,6	8,7	4,7
ди	7,8	4,2	2,5	1,0	-	-	-
гп	8,1	16,2	11,1	7,5	4,3	3,7	1,8
мт	10,8	2,8	3,4	3,3	2,7	2,1	1,4
ил	-	1,7	1,1	1,0	0,6	0,5	0,2
кр	-	-	-	-	0,2	1,6	1,2
Сумма	100,0	100,0	99,8	100,0	100,0	100,0	100,0
Примечание. См. табл. 2.							

клаза. Гранитоиды Главного синклиория отличаются изменчивым содержанием ортоклаза — оно значительно в гранодиоритах, но особенно велико в монцогаббро. Для базальтов Сихотэ-Алинского отрезка пояса отношения Al_2O_3/FeO и Al_2O_3/MgO равны соответственно 2,39 и 4,39, что отвечает сильно обогащенному глиноземом толеитовому базальту [Розинов, 1974]. От среднего состава базальта андезитовой формации [Куголин, 1972] они отличаются более высоким содержанием Al_2O_3 , несколько пониженным количеством MgO и FeO' .

Таблица 11

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы вулканических пород Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса

Компоненты	Базальты (5)	Андезитобазальты (2)	Андезиты (23)	Андезитодациты (2)	Дациты (25)	Липаритодациты (6)	Липариты (79)
Окислы							
SiO ₂	50,18	56,62	58,59	62,36	66,63	69,74	73,86
TiO ₂	0,88	0,90	0,70	1,06	0,48	0,41	0,38
Al ₂ O ₃	18,80	18,69	17,08	16,13	15,88	14,67	13,36
Fe ₂ O ₃	6,24	3,39	2,93	2,65	1,90	1,86	1,39
FeO	2,26	4,75	3,76	3,92	2,17	1,65	0,52
MnO	0,10	0,22	0,14	0,15	0,09	0,11	0,07
MgO	4,31	2,83	2,57	1,99	1,10	0,76	0,43
CaO	7,69	5,44	5,15	3,21	2,96	1,56	1,06
Na ₂ O	3,36	3,08	3,31	3,99	3,59	3,56	3,20
K ₂ O	1,76	1,79	2,00	2,67	3,05	3,76	3,96
Коэффициенты							
FeO'	7,88	7,80	6,40	6,28	3,88	3,32	1,77
FeO'/MgO	1,83	2,76	2,49	3,16	3,53	4,37	4,12
KAl	24,88	22,55	20,83	19,11	18,51	17,90	15,15
Na ₂ O'	4,53	4,39	5,71	5,86	5,73	6,19	5,97
K ₂ O/Na ₂ O	0,37	0,41	0,42	0,47	0,60	0,74	0,87
a	0,44	0,41	0,39	0,24	0,23	0,13	0,10
Минералы							
кв	2,4	14,7	16,2	18,0	25,4	29,3	35,2
ор	11,1	10,9	12,2	16,4	18,8	22,5	23,4
аб	30,1	26,9	28,8	34,5	31,1	32,0	27,4
ан	32,0	26,3	26,6	16,1	15,3	8,2	5,6
ди	6,1	-	-	-	-	-	-
гл	8,4	12,2	10,2	8,3	4,5	2,8	4,3
мт	5,2	5,1	4,4	3,9	2,9	2,9	0,5
ил	1,7	1,7	1,4	2,1	0,9	0,8	0,8
кр	-	2,2	0,2	0,7	0,1	1,5	1,7
гм	3,0	-	-	-	-	-	1,1
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. См. табл. 2.

На диаграмме, отражающей глиноземистость-железистость магм (фиг. 16) [Кутюлин, 1964], вулканические и интрузивные породы Сихотэ-Алинского отрезка пояса дают ровные кривые, главной своей частью располагающиеся в поле базальтовой магмы, только наиболее кислые члены серий находятся в поле II - неопределенных решений, но не выходят за его пределы. Интрузивные породы Главного синклиория, за исключением габбро-монзонитов, также дают ровную кривую, неоднократно пересекающуюся с кривой гранитоидов вул-

Таблица 12

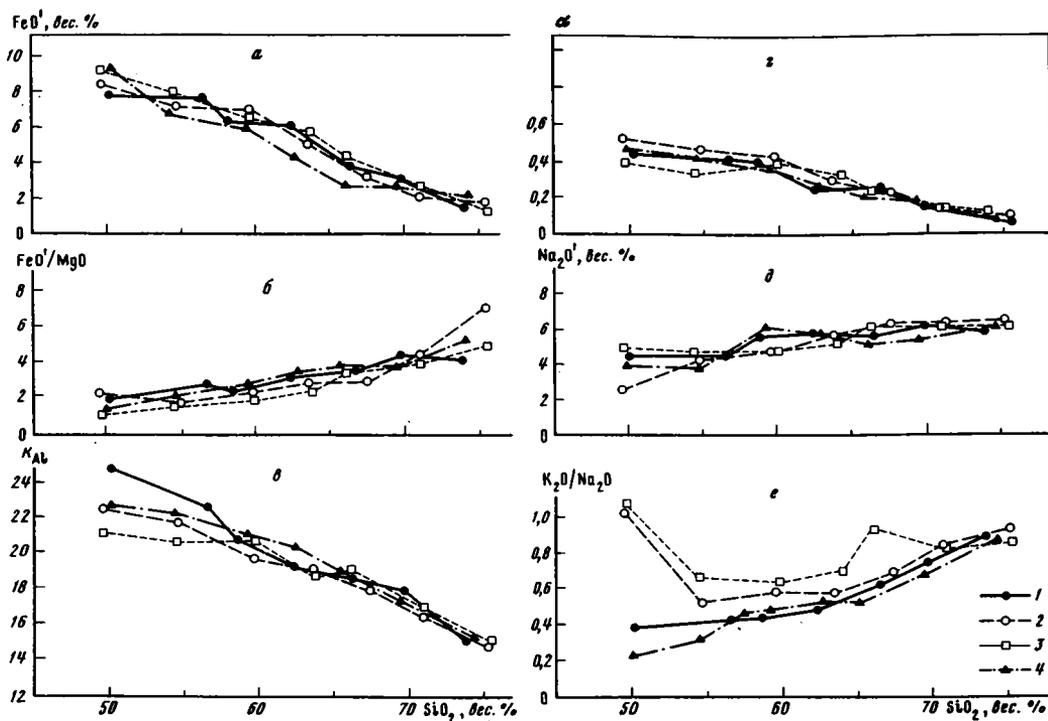
Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы гранитоидов Главного синклинория Сихотэ-Алиня

Компоненты	Габбро-монциты (3)	Габбро-диориты (4)	Диориты (13)	Кварцевые диориты (19)	Гранодиориты (14)	Граниты (24)	Лейкограниты (40)
Окислы							
SiO ₂	49,72	54,42	59,82	64,07	66,11	70,93	75,43
TiO ₂	0,81	0,55	0,78	0,54	0,49	0,31	0,12
Al ₂ O ₃	17,28	17,07	17,53	16,09	16,47	14,75	13,25
Fe ₂ O ₃	5,21	1,21	3,26	2,82	1,61	1,42	0,83
FeO	4,54	6,85	3,59	3,27	2,98	1,50	0,97
MnO	0,14	0,15	0,15	0,15	0,14	0,05	0,05
MgO	9,50	4,64	3,56	2,61	1,32	0,61	0,31
CaO	5,49	6,83	5,76	4,55	2,94	1,69	0,82
Na ₂ O	1,86	2,76	2,92	3,08	3,18	3,48	3,42
K ₂ O	4,37	2,57	2,64	3,04	4,26	4,05	4,17
Коэффициенты							
FeO'	9,23	7,94	6,52	5,81	4,43	2,49	1,55
FeO'/MgO	0,97	1,71	1,83	2,23	3,36	4,08	5,00
K _{Al}	21,32	20,57	20,75	18,70	18,96	16,78	14,89
Na ₂ O'	4,92	4,56	4,77	5,21	6,16	6,32	6,34
K ₂ O/Na ₂ O	1,65	0,65	0,63	0,69	0,94	0,81	0,85
a	0,38	0,34	0,40	0,32	0,22	0,13	0,07
Минералы							
кв	-	4,9	14,2	19,7	21,2	30,0	37,6
ор	26,8	16,4	15,5	17,7	25,8	24,6	25,0
аб	15,9	24,9	24,5	26,0	27,3	29,5	28,7
ан	26,4	21,4	26,9	21,0	14,8	8,3	3,9
ди	1,1	11,8	1,3	1,4	-	-	-
гп	9,0	17,9	11,0	9,1	6,6	2,7	1,9
ол	11,5	-	-	-	-	-	-
мт	7,8	1,6	5,1	4,0	2,3	2,8	1,2
ил	1,5	1,1	1,5	1,1	0,4	0,6	0,1
кр	-	-	-	-	1,1	1,5	1,6
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. См. табл. 2.

канического пояса, что еще раз подтверждает близость этих двух серий и доказывает принадлежность пород главного синклинория к производным глубоководной базальтовой магмы.

Дополнительным подтверждением этому служит диаграмма Таттла-Боуэна-Лутса [Tuttle, Bowen 1968; Luth et al., 1964], на которую нанесены нормативные составы самых кислых членов интрузивных серий гранитов, кристаллизовавшихся из расплавов состава, наиболее близкого к эвтектическому. На фиг. 17 видно, что эти породы образовались при $P_{H_2O} = 1-2$ кбар, т.е. в ма-



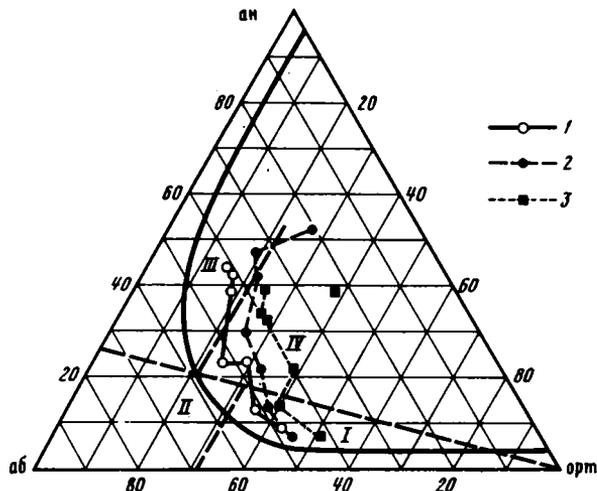
Фиг. 14. Диаграммы петрохимических характеристик (а-е) гранитоидов и вулканических пород Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского отрезков Восточно-Азиатского вулканического пояса

1. — вулканические породы; 2 — гранитоиды Сихотэ-Алинского отрезка; 3 — гранитоиды Главного синклиория; 4 — вулканические породы Охотско-Чукотского отрезка

ловодных условиях, и, следовательно, являются производными сухой глубинной магмы базальтоидного типа [Штейнберг, 1974, 1975 и др.].

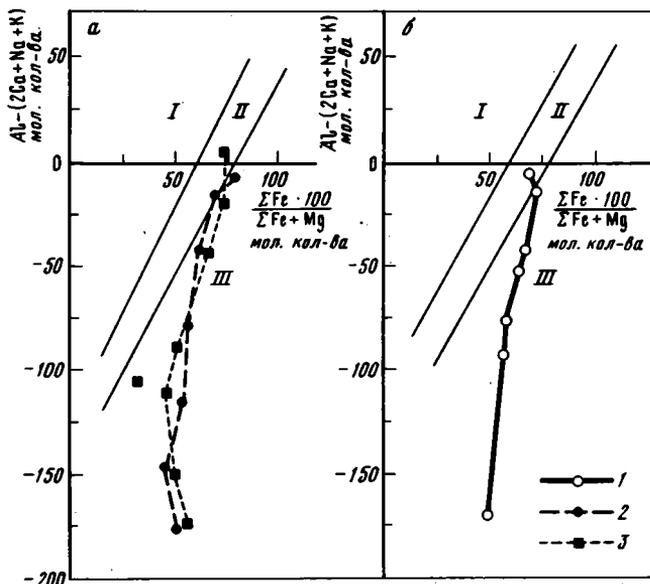
Сравнение условий формирования вулканических толщ и массивов гранитоидов Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского отрезков вулканического пояса приводит к заключению об их очень большом сходстве, несмотря на то что развитие первого значительно отставало во времени. В обоих отрезках накопление вулканического материала начиналось в морских условиях, которые в Сихотэ-Алине продолжали существовать до конца раннего мела, тогда как на Северо-Востоке закончились в конце юры. Вулканы самого раннего этапа и связанные с ними мелкие интрузивные тела имели главным образом основной, в меньшей мере средний и очень редко кислый состав. Излияния происходили в пределах вулканических гряд, с внутренней (океанической) стороны которых одновременно формировались глубокие прогибы, выполнявшиеся мощными терригенными толщами (Западно-Сахалинский, Северо-Охотский, Пенжинский и др.).

В результате складкообразования, происшедшего на Северо-Востоке в конце юры, а на территории Сихотэ-Алиния — в конце раннего мела, эти области были превращены в сухую, резко отграниченную от соседних прогибов системами крупных краевых разломов глубокого заложения. Вдоль них продолжалось поступление больших масс магматического материала, дававшего мощные, уже наземные толщи вулканитов и крупные интрузивы. Составы вулканических пород и генетически связанных с ними интрузивов обоих отрезков пояса весьма сходны между собой и принадлежат к известково-щелочному типу. Крупные интрузивы гранитоидов развиты преимущественно среди более древних осадочных или метаморфических толщ — в пределах Охотского массива, Яблонского, Мургальского и других поднятий на Северо-Востоке, в Главном синклиории и поднятии Прибрежной зоны Сихотэ-Алиния, где мезозойские вулканические тол-



Фиг. 15. Диаграмма нормативных составов полевых шпатов (по И. О'Коннеру [O'Conner, 1965]) пород Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса

1. — вулканисты; 2 — гранитоиды; 3 — гранитоиды Главного синклиория. Поля: I — гранитов, II — трондьемитов, III — тоналитов, IV — адамеллитов



Фиг. 16. Диаграмма глиноземистости-железистости магм (по В. А. Кутолину [1964]) для гранитоидов (а) и вулканических пород (б) Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса

1. — вулканисты; 2 — гранитоиды; 3 — гранитоиды Главного синклиория. Поля: I — гранитных магм, II — неопределенных решений, III — базальтовых магм

щи имеют ограниченное распространение. Размещение в них интрузивов контролировалось разломами. Интрузивы кристаллизовались на небольшой глубине и представляют собой ту часть магматических расплавов, которая не достигла поверхности. По-видимому, большая их часть изливалась на поверхность, давая вулканические потоки, выбросы пирокластического материала и субвулканические тела. Подобная прямая связь интрузивных, субвулканических и эффузивных образований наблюдается непосредственно в ряде вулкано-тектонических структур.

Таблица 13

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы пород Охотско-Чукотско

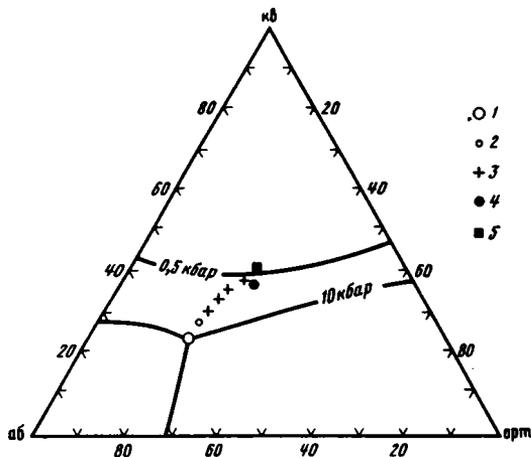
Компоненты	Эффузивные					
	базальты (121)	андезито- базальты (169)	андезиты (94)	андезито- дациты (24)	дациты (132)	липарито- дациты (27)
Окислы	49,80	54,63	59,25	62,63	65,79	69,40
SiO ₂	1,15	1,01	0,99	0,67	0,58	0,36
TiO ₂	17,52	17,71	17,11	16,56	15,69	14,86
Al ₂ O ₃	4,07	3,71	3,37	2,61	2,19	1,51
Fe ₂ O ₃	5,31	4,24	3,18	2,08	2,15	1,20
FeO	0,15	0,11	0,12	0,30	0,10	0,07
MnO	5,13	3,54	2,70	1,45	1,09	0,61
MgO	7,85	7,08	5,36	3,86	3,05	2,27
CaO	3,24	3,33	3,42	4,07	3,91	3,37
K ₂ O	1,15	1,43	2,11	2,94	3,00	3,13
Коэффициенты						
FeO'	8,97	7,58	6,21	4,43	4,12	2,56
FeO'/MgO	1,75	2,14	2,30	3,05	3,78	4,20
K _{Al}	22,53	22,10	20,80	19,97	18,97	17,20
Na ₂ O'	4,05	4,33	4,90	6,13	6,01	5,56
K ₂ O/Na ₂ O	0,25	0,30	0,43	0,51	0,54	0,65
α	0,47	0,45	0,38	0,26	0,22	0,20
Минералы						
кв	1,8	10,9	16,1	17,7	23,6	33,1
орт	7,5	8,6	12,5	17,9	18,4	19,1
аб	28,5	28,4	29,6	35,8	34,1	29,4
ан	31,3	30,1	20,0	19,1	15,9	11,9
ди	7,6	4,8	1,1	0,7	-	-
гп	14,6	9,8	7,6	4,5	4,0	2,1
мг	6,3	5,4	5,0	2,9	2,5	1,7
ил	2,4	2,0	2,1	1,4	1,2	0,8
кр	-	-	-	-	0,3	1,9
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. См. табл. 2.

Поступление магматического материала носило пульсационный характер, причем каждый крупный импульс обычно начинался с расплава более основного состава, который затем приобретал средний, а потом кислый состав. В целом в течение всего периода магматической деятельности возрастала роль кислых продуктов, которые в позднем этапе преобладали. Одновременно с возрастанием кислотности расплавов постепенно увеличивалась их щелочность, при этом особенно значительно повышалась роль К. Общий ход эволюции магматических расплавов очень сходен в вулканических сериях обоих отрезков, что хорошо иллюстрируется сравнением усредненных составов разновозрастных

Интрузивные							
липариты (259)	габбро (49)	габбро- диориты (35)	диориты (110)	кварцевые диориты (77)	грано- диориты (153)	граниты (125)	лейкокра- товые гра- ниты (206)
74,32	49,40	54,70	59,40	63,95	66,42	71,63	74,86
0,61	1,18	1,02	0,79	0,64	0,48	0,29	0,17
13,60	18,54	18,55	17,50	16,44	16,02	14,41	13,30
1,18	8,40	2,74	2,17	1,64	1,70	1,23	0,73
1,13	5,95	5,16	4,30	3,24	2,52	1,56	1,28
0,05	0,17	0,13	0,13	0,06	0,08	0,06	0,05
0,41	5,47	3,68	2,77	2,02	1,55	0,68	0,33
0,92	9,41	6,69	5,34	3,99	3,27	1,71	0,73
3,42	2,90	3,58	3,78	3,89	3,87	3,85	3,52
4,06	0,86	1,38	1,92	2,59	2,85	3,57	4,33
2,15	9,01	7,63	6,25	4,72	4,05	2,67	1,98
5,24	1,65	2,07	2,26	2,33	2,61	3,92	6,01
15,20	23,36	22,60	20,89	19,19	18,52	16,32	14,82
6,26	3,50	4,55	5,12	5,70	5,87	6,35	6,55
0,83	0,21	0,27	0,35	0,47	0,52	0,65	0,86
0,08	0,53	0,44	0,37	0,29	0,25	0,13	0,07
36,3	0,2	7,1	13,8	18,3	22,2	30,5	35,5
24,7	5,8	8,0	11,2	15,9	17,5	21,5	25,8
29,1	25,3	31,2	32,4	33,6	33,3	32,9	29,6
4,5	35,5	31,3	25,5	19,8	16,6	8,4	3,9
-	10,2	2,3	0,9	0,2	-	-	-
1,2	15,7	14,1	11,5	8,7	6,5	3,3	2,4
1,2	5,0	4,0	3,2	2,3	2,6	1,6	0,9
1,2	2,3	2,0	1,5	1,2	0,9	0,6	0,5
1,8	-	-	-	-	0,4	1,1	1,4
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

пород Охотско-Чукотского отрезка (табл. 13) с составом пород Сихотэ-Алинского (см. табл. 11 и фиг. 14, а, б, в, г, д, е). Базальты обеих серий насыщены кремнекислотой, так как в их нормативном составе имеется небольшое количество кварца, но несколько отличаются по Al_2O_3/FeO' и Al_2O_3/MgO , равным для базальтов Охотско-Чукотского отрезка 1,96 и 2,43, а для Сихотэ-Алинского — соответственно 2,39 и 4,39. Согласно В.А. Кутоллину [1969, 1972, 1973], базальты обеих серий принадлежат к формации андезитовых базальтов, причем сихотэ-алинские сильнее обогащены Al_2O_3 . Повышенное содержание Al_2O_3 в базальтах Сихотэ-Алиня видно также на графике (см. фиг. 14, в).



Фиг. 17. Положение нормативного состава гранитов Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса и Главного синклиория на диаграмме орт-аб-кв- H_2O , составленной по экспериментальным данным [Tuttle, Bowen, 1958; Luth et al., 1964!

Эвтектические точки: 1 - для 10 кбар P_{H_2O} ; 2 - для 5 кбар P_{H_2O} ; 3 - изобарические минимумы 4, 3, 2, 1 и 0,5 кбар P_{H_2O} ; 4 - граниты вулканического пояса; 5 - граниты Главного синклиория

Однако все последующие члены обеих вулканических серий по коэффициенту глиноземистости очень близки.

Приведенные выше геологические и петрохимические данные показывают общность условий формирования как вулканических пород, так и гранитоидов в обоих отрезках вулканического пояса. Следовательно, исходные магматические расплавы, давшие гранитоиды, как и вулканы, имеют не коровое, а подкоровое происхождение и возникали на больших глубинах.

ЮЖНЫЕ ОТРЕЗКИ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Южнее Сихотэ-Алинского отрезка пояса позднемезозойско-раннетретичные вулканоплутонические формации, также принадлежащие к Восточно-Азиатскому вулканическому поясу, прослеживаются в Юго-Западной Японии [Matsumoto et al., 1965, 1968; Ichikawa et al., 1968; Kanisawa, 1974; Murakami, 1974; и др.]. По данным Е.Н. Меланхолиной и В.М. Ковылина [1976], основанным на большом количестве геологических и геофизических материалов, в неогене на территории Японского моря и прилегающих участках суши происходили деструктивные процессы, в результате которых эта часть вулканического пояса была отчленена от Сихотэ-Алинского отрезка и заняла современное положение.

Позднемеловые и раннепалеогеновые вулканические толщи и связанные с ними гранитоиды Юго-Западной Японии очень сходны с рассмотренными выше

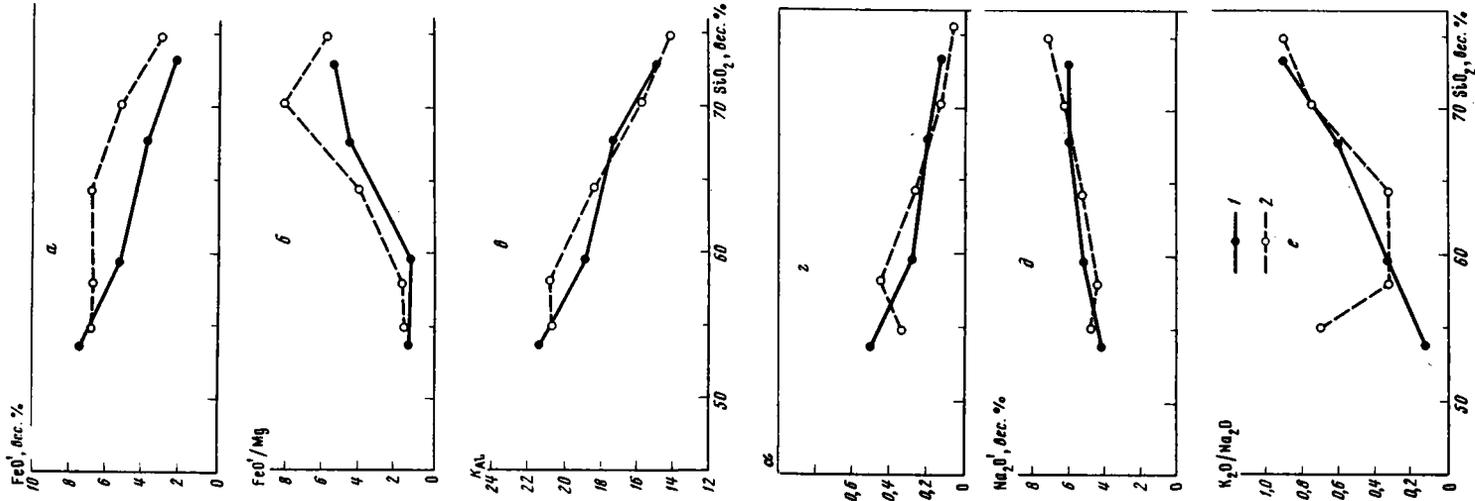
Фиг. 18. Диаграммы петрохимических характеристик (а-е) пород южных отрезков Восточно-Азиатского вулканического пояса

1 - вулканические породы; 2 - гранитоиды

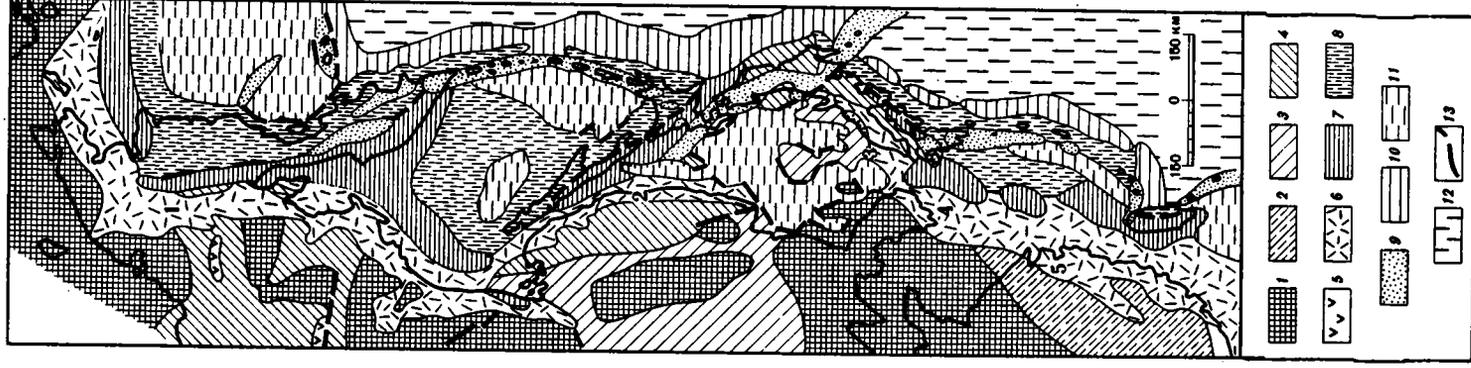
Фиг. 19. Схема тектонической зональности Востока Азии [Меланхолина, Молчанова, 1977; с небольшими изменениями]

Структуры позднемезозойского континента: области с континентальной корой:

1 - докембрийской (местами переработанной в более позднее время), 2 - среднепалеозойской, 3 - позднепалеозойской, 4 - позднемезозойской; *структуры позднемезозойской континентальной окраины:* 5 - вулканические зоны конца юры-начала мела, 6 - Восточно-Азиатский вулканический пояс мела-палеогена, 7 - терригенные мел-кайнозойские прогибы; 8 - *структуры позднемезозойской эвгеосинклинальной области;* *неоген-четвертичные структуры зоны перехода от континента к океану:* 9 - вулканический пояс островных дуг, 10 - глубоководные желоба, 11 - котловины окраинных морей; 12 - *современная океаническая область;* 13 - некоторые крупные разломы. Цифрами обозначены отрезки вулканического пояса: 1 - Охотско-Чукотский, 2 - Сихотэ-Алинский; 3 - Юго-Западной Японии; 4 - юга п-ова Корея; 5 - Катазии



Фиг. 18



Фиг. 19

Таблица 14

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы пород южных

Компоненты	Юго-Западная Япония			
	Андезито-базальты (2)	Андезиты (4)	Дацинты (10)	Липариты (35)
Окислы				
SiO ₂	53,70	59,50	67,73	73,19
TiO ₂	1,07	0,67	0,37	0,16
Al ₂ O ₃	17,58	15,76	14,80	13,13
Fe ₂ O ₃	3,29	4,35	1,88	0,73
FeO	4,35	3,61	1,90	1,34
MnO	0,11	0,11	0,21	0,05
MgO	5,51	4,61	0,77	0,36
CaO	7,41	4,24	2,73	1,50
Na ₂ O	3,74	4,05	3,83	3,21
K ₂ O	0,69	1,84	3,28	4,19
Коэффициенты				
FeO'	7,31	5,19	3,59	2,00
FeO'/MgO	1,33	1,13	4,67	5,56
K _{Al}	21,66	18,87	17,37	14,80
Na ₂ O'	4,22	5,84	6,13	6,14
K ₂ O/Na ₂ O	0,13	0,32	0,60	0,91
a	0,49	0,29	0,20	0,13
Минералы				
кв	7,5	12,5	25,6	34,4
орт	4,0	10,8	20,0	25,8
аб	29,5	35,2	33,3	27,9
ан	31,8	19,2	13,7	7,7
ли	4,5	1,6	0,4	-
гп	15,5	12,7	3,3	2,7
мт	5,0	6,6	2,9	0,5
ил	2,2	1,4	0,8	0,9
кп	-	-	-	0,4
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. См. табл. 2.

отрезков Восточно-Азиатского вулканического пояса

Юг п-ова Корея					Катазия
Габбро-диориты (1)	Диориты (1)	Кварцевые диориты (1)	Граниты (6)	Лейкокра- товые гра- ниты (2)	Лейкокра- товые граниты (37)
54,85	57,96	64,32	70,18	75,31	74,79
1,06	0,56	0,30	0,29	0,10	0,11
16,79	17,67	16,00	13,83	10,93	12,89
2,00	1,85	1,71	2,37	2,51	1,01
4,95	5,02	5,17	2,80	1,25	1,18
0,08	0,07	0,05	0,12	0,04	0,09
4,59	4,23	1,71	0,60	0,59	9,45
7,79	5,84	2,52	1,47	0,40	0,74
2,84	3,41	4,11	3,56	3,93	3,48
2,83	1,61	1,85	3,84	4,05	4,45
6,75	6,68	6,71	4,93	3,51	2,17
1,47	1,58	3,92	8,21	5,95	4,82
20,68	20,82	18,35	15,82	12,41	14,43
4,82	4,54	5,41	6,25	6,77	6,60
0,70	0,33	0,32	0,75	0,72	0,90
0,34	0,43	0,24	0,12	0,005	0,08
3,1	15,7	26,3	30,6	36,1	34,8
22,8	9,8	5,8	22,7	24,1	26,9
24,2	29,7	35,7	30,9	33,3	29,6
24,2	29,6	12,9	7,6	0,3	3,6
12,3	3,0	-	-	1,3	-
8,3	10,9	12,3	3,0	1,0	2,4
2,9	2,9	2,6	3,6	3,7	1,6
2,2	1,2	0,6	0,6	0,2	0,2
-	-	3,8	1,0	-	0,9
100,0	100,0	100,0	-00,0	-00,0	-00,0

вулcano-плутоническими формациями Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского отрезков. Среди вулканических пород более раннего этапа наиболее развиты андезиты, в меньшей мере - андезито-базальты и дациты, еще реже - базальты; в образованиях позднего этапа преобладают липариты. Соответственно и среди гранитоидов раннего этапа развиты главным образом гранодиориты, но наиболее распространены нормальные и лейкократовые граниты позднего этапа.

Вулканические образования Юго-Западной Японии одновозрастны с позднемеловыми и палеогеновыми осадочными толщами, выполняющими терригенный прогиб Идзуми, который, как и другие подобные прогибы, является палеоаналогом глубоководных желобов [Меланхолина, 1973; Меланхолина, Молчанова, 1977].

Продолжение Восточно-Азиатского вулканического пояса прослеживается и в южной части п-ова Корея, отделенной от Юго-Западной Японии Корейским проливом. В основании этого отрезка залегают дорифейские метаморфические толщи, прорванные древними гранитами. В результате позднемезозойских тектонических движений произошло дробление древнего фундамента с образованием серии грабенов. По крупным разломам северо-восточного простирания поступали большие массы магматического материала, давшие мощные вулканические толщи, и связанные с ними мелкие массивы гранитоидов, выделяемые в амноканский комплекс; местами мелкие тела этих гранитоидов встречаются и вне полей развития вулканитов. В состав амноканского комплекса входят разнообразные породы (от габбро-диоритов до лейкократовых гранитов), наиболее широко распространены биотит-роговообманковые и биотитовые граниты [Геология Кореи, 1964; Магматизм..., 1966; Lee, 1972, 1974; Geological map..., 1973]. Химический состав гранитоидов близок гранитоидам других отрезков пояса, индекс Пикоа для них равен 59,15, что показывает принадлежность комплекса к породам известково-щелочного типа. Гранитоиды характеризуются высоким коэффициентом глиноземистости и переменным количеством K_2O , однако K_2O/Na_2O в них не поднимается выше 0,75. т.е. выдерживается преобладание Na над K, что характерно для гранитоидов пояса в целом (табл. 14, фиг. 18).

Самый южный отрезок Восточно-Азиатского вулканического пояса расположен в Юго-Восточном Китае, вдоль побережья Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей, в пределах складчатой системы Катазии с раннепалеозойским возрастом континентальной коры [Основы..., 1962; Huang, 1963; Jahn V.M. et al., 1976]. В позднем мезозое произошло образование крупных разломов, излияние вулканитов среднего и кислого состава и внедрение гранитоидов. Выделяются два этапа магматической деятельности: позднеюрско-раннемеловой и позднемеловой, который проявлялся главным образом в прибрежной зоне Катазии и соответствует периоду магматизма Юго-Западной Японии и Сихотэ-Алиния. В нашем распоряжении имеется лишь небольшое количество химических анализов лейкократовых гранитов [Granitic rocks..., 1972], не позволяющее судить о характере эволюции магматических пород. Можно только сказать, что лейкократовые граниты катазиатского отрезка близки другим лейкократовым гранитам, особенно Сихотэ-Алинского, отличаясь от них лишь более низким отношением FeO/MgO и более высоким K_2O/Na_2O .

В отличие от других отрезков Восточно-Азиатского вулканического пояса отрезки юга п-ова Корея и Катазии формировались вдоль окраины крупного континентального блока, в котором позднемезозойские тектонические движения приводили к образованию серии грабенов и подъему магматических расплавов. Несмотря на то что Сихотэ-Алинский отрезок и прихотская часть Охотско-Чукотского отрезка пояса закладывались на коре океанического (или переходного) типа, конечные члены вулканических и интрузивных серий во всех них очень близки.

К востоку от отрезков юга п-ова Корея и Катазиатского располагаются Цусимский и Алишаньский мел-палеогеновые прогибы, выполненные терригенными толщами, аналогичными отложениям прогиба Идзуми, Западно-Сахалинского, Северо-Охотского и др. Все эти прогибы представляют собой части мел-палеогенового глубоководного желоба, прослеживающегося на всем протяжении вулканического пояса и составляющего с ним парную структуру (фиг. 19) [Меланхолина, Молчанова, 1977].

ОЛИГОЦЕН-НЕОГЕНОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Для подтверждения полученного вывода о том, что на раннем этапе развития отрезки Восточно-Азиатского вулканического пояса представляли собой позднемезозойскую островную дугу, ниже приводится описание олигоцен-неогеновых магматических образований современных Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Эти дуги вместе с соответствующими глубоководными желобами образуют тектонические системы, характерные для северо-западной окраины Тихоокеанского пояса.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Как показывают океанологические исследования, в состав современной Курило-Камчатской островной дуги, помимо надводной части, входят два крупных подводных хребта, разделенных продольной депрессией; эти хребты отвечают внутренней и внешней дугам. Внутренняя, Большекурильская, дуга протягивается от о-ва Хоккайдо до Камчатки на расстояние свыше 2500 км и возвышается над уровнем океана в виде цепи островов. Они представляют собой серию крупных вулканических построек, высота которых достигает 2000 м и более над водной поверхностью. Внешняя, Малокурильская, дуга на юго-западе представлена рядом мелких островов, а ее северо-восточным продолжением является подводный хребет Витязя. В отличие от Большекурильской дуги в Малокурильской отсутствуют крупные вулканические постройки, для нее характерен плоский рельеф, а принадлежащие ей острова возвышаются над уровнем океана всего на первые десятки метров, наиболее высокие участки достигают 200-400 м.

Магматические образования Курильских островов

Различия в характере рельефа Большекурильской и Малокурильской гряд тесно связаны с различием в их геологическом строении. Геологическое изучение Курильских островов, особенно интенсивно проводившееся в 70-е годы [Геология СССР, 1964; Казакова и др., 1973; Федорченко, Родионова, 1975; Стрельцов, 1976; Сергеев, 1976; и др], показывает, что в строении внешней (Малокурильской) гряды участвуют породы верхнемелового возраста, которые слагают моноклинал, полого падающую к юго-востоку и резко несогласно перекрытую современными отложениями. В стратиграфическом расчленении верхнемеловых толщ имеются существенные расхождения.

Одни исследователи к самым древним образованиям позднего мела относят кампанскую матакотанскую свиту, сложенную преимущественно эффузивными и пирокластическими породами основного состава. Преобладают вулканические брекчи и лавы базальтов, реже андезито-базальтов, переслаивающиеся с туфами, вулканомиктовыми гравелитами и песчаниками. На матакотанской свите согласно лежит терригенно-осадочная малокурильская свита маастрихтского возраста, в нижних горизонтах которой содержатся туфы основного состава, очень сходные с матакотанскими, а в верхней части — туфы и прослой различных трахибазальтов. Выше с несогласием залегает зеленцовская свита неясного возраста, по составу близкая к матакотанской, но, по-видимому, формировавшаяся в субаэральных условиях. Наиболее молодые, также субаэральные ноторо-томаринские эффузивы однообразного базальтового и андезито-базальтового состава распространены в центральной части о-ва Шикотан и имеют предположительно датский или датско-раннепалеогеновый возраст [Геология СССР, 1964; Федорченко, Родионова, 1975].

Интрузивные породы этими исследователями делятся на два интрузивных комплекса. Более ранний, маастрихтский, названный малокурильским, имею-

Таблица 15

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы магматических пород

Компоненты	Свиты эффузивных пород						
	димитровская		матокатанская		малокурильская		
	базальты (6)	андезито- базальты (2)	базальты (11)	андезито- базальты (2)	трахиба- зальты (21)	трахианде- зито-ба- зальты (20)	трахиан- дезиты (1)
Оксиды							
SiO ₂	50,85	57,93	48,71	54,36	50,29	53,97	57,46
TiO ₂	0,50	0,56	0,48	0,63	0,57	0,41	0,12
Al ₂ O ₃	15,51	16,58	17,79	18,78	14,56	17,38	19,46
Fe ₂ O ₃	3,39	3,06	6,01	3,83	4,24	3,38	1,60
FeO	4,11	4,57	4,58	3,09	4,52	4,35	0,46
MnO	0,14	0,12	0,17	0,05	0,15	0,13	0,01
MgO	9,18	5,80	5,37	2,18	8,12	3,21	1,82
CaO	8,14	7,81	8,28	7,56	6,98	4,76	1,80
Na ₂ O	3,23	3,17	3,58	3,39	3,43	4,72	10,80
K ₂ O	0,84	1,99	0,97	0,96	3,28	4,63	0,76
Коэффициенты							
FeO'	7,16	7,32	9,99	6,54	8,34	7,39	1,90
FeO/MgO	0,78	1,26	1,86	2,06	1,03	2,30	1,04
KAl	19,47	19,53	23,27	23,65	18,79	22,02	24,57
Na ₂ O'	3,82	4,58	4,26	4,06	5,73	7,96	11,33
K ₂ O/Na ₂ O	0,20	0,44	0,19	0,20	0,67	0,69	0,05
a	0,44	0,40	0,45	0,48	0,25	0,18	0,03
Минералы							
кв.	-	7,0	-	10,4	-	-	-
орт	5,0	11,7	6,3	6,4	20,6	28,1	4,8
аб	27,6	26,2	31,6	30,1	26,1	32,9	67,2
ан	25,3	25,0	30,7	34,1	15,5	13,2	2,6
ди	15,1	10,4	9,7	4,0	15,3	9,0	5,2
гп	18,6	14,1	9,6	7,9	-	-	-
ол	2,5	-	2,1	-	12,7	6,4	1,7
не	-	-	-	-	2,3	4,4	16,2
мт	5,0	4,4	9,1	5,8	6,3	5,2	1,5
ил	0,9	1,2	0,9	1,3	1,2	0,8	0,2
гм	-	-	-	-	-	-	0,6
кр	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. См. табл. 2.

Малокурильской гряды

Свиты эффузивных пород						Интрузивные породы	
зеленовская			ноторо-томари			широтанский комплекс	
базальты (8)	андезито- базальты (5)	андезиты (2)	базальты (2)	андезито- базальты (19)	андезиты (3)	габбро (10)	габбро- диориты (1)
49,78	52,92	58,18	50,94	53,40	58,75	50,48	52,31
0,59	0,02	0,52	0,84	0,75	0,30	0,62	0,75
16,80	16,57	17,70	14,64	17,07	19,52	16,65	18,41
5,94	4,84	4,12	5,44	4,73	3,38	3,13	3,33
3,84	3,61	2,30	4,84	3,72	2,40	5,31	4,56
0,20	0,19	0,14	0,15	0,16	0,11	0,12	0,07
6,45	6,17	2,88	8,17	5,32	2,51	8,06	5,56
8,52	8,05	5,44	8,84	8,12	6,59	10,68	9,51
2,95	3,52	3,14	3,06	3,35	3,20	2,54	3,00
1,44	1,03	1,88	0,98	1,12	1,64	0,70	0,85
9,19	7,97	6,01	9,74	7,98	5,44	8,13	7,56
1,42	1,29	2,09	1,19	1,50	2,17	1,01	1,36
21,86	20,90	21,78	18,62	21,46	23,29	20,08	22,78
3,96	4,24	4,46	3,75	4,13	4,35	3,03	3,60
0,34	0,20	0,42	0,22	0,23	0,36	0,19	0,20
0,46	0,45	0,42	0,41	0,45	0,47	0,55	0,52
1,5	3,2	15,5	0,8	6,3	15,8	-	3,6
8,6	6,2	11,4	6,2	6,9	9,6	4,0	5,7
26,1	30,0	27,4	26,8	29,0	27,9	22,3	25,6
29,5	30,1	27,8	23,3	29,1	33,4	31,7	34,4
11,8	8,5	-	16,7	9,3	-	17,1	10,7
12,5	14,9	10,2	16,2	11,0	7,5	18,6	13,5
-	-	-	-	-	-	0,6	-
-	-	-	-	-	-	-	-
8,8	7,1	6,2	8,1	6,9	5,2	4,5	5,0
1,2	-	0,9	1,5	1,5	0,6	1,2	1,5
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	0,6	-	-	-	-	-
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

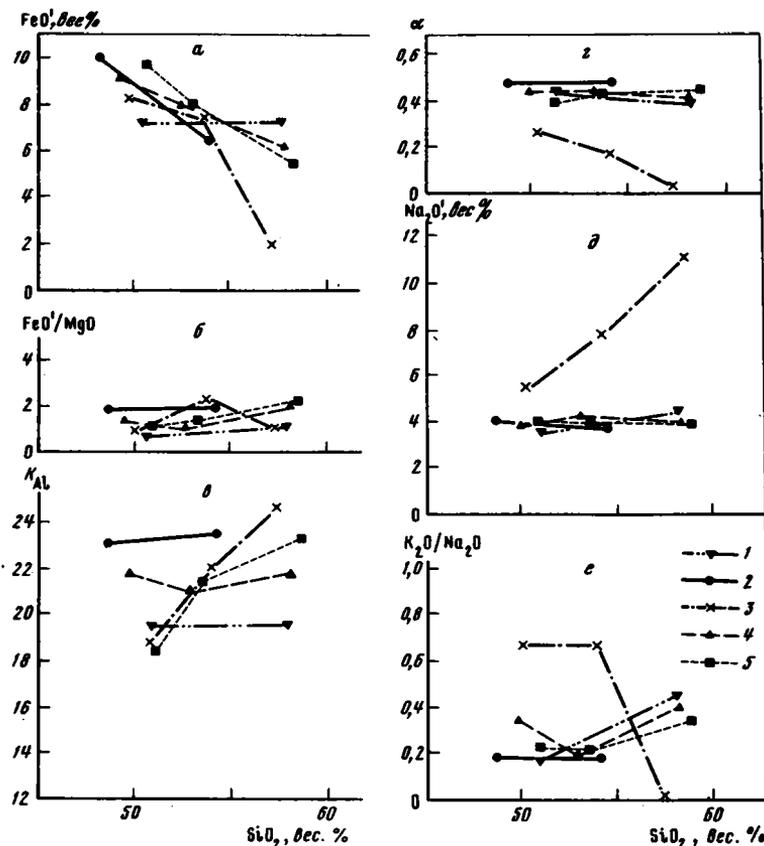
ший щелочной состав, представлен силлами и мелкими телами эссексит-долеритов, трахидолеритов, трахибазальтов. Реже встречаются монзониты и эгириновые сиениты, образующие округлые обособления в более крупных телах. В составе пород наряду с основными плагиоклазами, оливином, пироксенами и биотитом отмечается присутствие таких щелочных минералов, как анортоклаз, щелочная роговая обманка и эгирин. Характерны многочисленные миндалины, заполненные цеолитом (натролитом) и анальцимом. Второй интрузивный комплекс, называемый шикотанским, относят к послемеловому времени. Он представлен двумя крупными массивами габброидов, выходящими в юго-западной и северо-восточной части о-ва Шикотан, имеющими сложное строение. В юго-восточном массиве наблюдается тонкая полосчатость, выражающаяся в чередовании лейкократовых габбро и меланократовых пород типа пироксенита и габбро-перидотита. Среди габброидов различаются габбро-нориты, оливиновые габбро, габбро-диабазы и лейкократовые габбро, близкие к анортозитам.

Другая группа исследователей [Казакова и др., 1973; Стрельцов, 1976; Сергеев, 1976] считает, что самыми древними из верхнемеловых отложений Малокурульской гряды являются диабазы, базальты и андезит-базальты, их туфы и прослой тонкозернистых пород роговикового облика, которые слагают димитровский эффузивный комплекс. Он обнажается в бухтах Димитрова и Горбунок на океанском берегу о-ва Шикотан. Выше него несогласно залегает толща, сложенная лавовыми брекчиями, туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами; по составу пород она очень близка матакотанской свите, но в отличие от последней отлагалась в субаэральных условиях. Первой группой исследователей эта толща выделяется как более молодая зеленая свита.

Кроме двух интрузивных комплексов, упоминавшихся выше, Э.Н. Казакова с соавторами [1973] выделяют еще один самый древний димитровский комплекс интрузивных пород, являющийся интрузивным аналогом эффузивного димитровского комплекса. Димитровский интрузивный комплекс представлен многочисленными дайками и пластовыми телами габбро, габбро-диабазов, долеритов и интрузивных базальтов.

Исследования, проведенные Е.Н. Меланхолиной [1978], показали, что габброидные тела, выделяемые в шикотанский комплекс, образуют аллохтонную пластину, надвинутую на верхние горизонты малокурульской свиты в позднемаастрихтское время. Проведенное ею детальное изучение димитровского интрузивного комплекса показало, что он представляет собой серию параллельных крутопадающих дайковых тел, которые составляют до 80% общего объема пород. Вмещающие их габброиды, реже туфопесчаники и туфоалевролиты установлены во включенных в дайки ксенолитах или слагают маломощные перегородки между ними. Подобный комплекс параллельных даек был обнаружен в бухте Церковной на о-ве Айвазовского, кроме того, он предполагается на горе Ноторо и в других участках. По мнению Е.Н. Меланхолиной, комплекс параллельных даек сходен с дайковым комплексом о-ва Кипр, являющимся тектонотипом подобных образований, и может принадлежать к верхней части габброидной аллохтонной пластины.

Проведенные пересчеты петрохимических коэффициентов усредненных химических составов магматических пород Малокурульской гряды [Сергеев, 1976; и др.] (табл. 15) были нанесены на графики (фиг. 20, а, б, в, г, д, е), на которых видно большое сходство составов всех разновидностей. Они имеют низкие отношения FeO/MgO (от 0,78 до 1,86), характерные для океанических базальтов. Показательны низкая глиноземистость большинства базальтов и габброидов Малокурульской гряды, прослеживаемая во всех комплексах, кроме матакотанского, и возрастание коэффициента глиноземистости от базальтов к андезит-базальтам в противоположность породам известково-щелочных серий, в которых происходит закономерное снижение этого коэффициента от основных к более кислым членам. По-видимому, его возрастание связано с увеличением количества плагиоклаза в габбро и базальтах при формировании второго слоя океанической коры. График общей щелочности (см. фиг. 20, д) показывает очень выдержанное низкое содержание щелочей во всех породах при малых количест-



Фиг. 20. Диаграммы петрохимических характеристик (а-е) вулканических пород Малых Курильских островов
Свиты: 1 – димитровская, 2 – матакотанская, 3 – малокурильская, 4 – зеленцовская, 5 – ноторо-томари

вах K₂O, за исключением базальтоидов малокурильского комплекса; отношение K₂O/Na₂O для многих пород равно 0,2, но для малокурильского комплекса количество щелочей достигает 11%, а K₂O/Na₂O=0,7. Такое резко повышенное количество щелочей в породах малокурильского комплекса привело к присутствию нефелина в нормативном составе, вследствие чего эти породы относятся к щелочным океаническим базальтам [Розин, 1974].

Проведенный анализ особенностей химического состава пород внешней дуги показывает, что они принадлежат не к породам известково-щелочной серии, а к океаническим базальтам; щелочные породы малокурильского комплекса являются, по-видимому, продуктами трахизабазальтовой дифференциации расплавов океанических базальтов [Engel et al., 1965]. Таким образом, петрохимические данные подтверждают тектонические построения Е.Н. Меланхолиной о том, что в структуре Малокурильской гряды участвуют породы океанической коры, вероятно, надвинутые на более поздние образования матакотанской и малокурильской свит.

В противоположность Малокурильской гряде в пределах Большекурильской верхнемеловые отложения неизвестны. Все выходящие в ее пределах отложения принадлежат вулканогенно-осадочным образованиям неогенового и четвертичного возраста. Неогеновые породы островов Большекурильской гряды подразделяются на четыре литолого-стратиграфических комплекса, которые объединяют большое число свит, выделяемых под разными названиями на разных островах. Снизу вверх выделяются комплексы: ниже-среднемиоценовый вулканогенно-осадочный зеленотуфовый, средне-верхнемиоценовый вулканогенно-флишоидный,

верхнемиоцен-плиоценовый "пемзойдный" и средне-верхнеплиоценовый [Геология СССР, 1964; Федорченко, Радионова, 1975; Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976]. Четвертичные образования, представленные сложными вулканическими постройками, отложениями морских террас и т.д., здесь рассмотрены не будут.

Нижне-среднемиоценовый вулканогенно-осадочный зеленотуфовый (парамуширский) комплекс делится на три части. Нижняя представлена темными аргиллитами, алевролитами и кремнистыми сланцами с прослоями граувакковых песчаников, средняя – лавами, их туфами и лавобрекчиями. Происходит постепенное изменение состава вулканических продуктов от базальтов, диабазов и спилитов через андезито-базальты и андезиты к дацитам и липаритам, но преобладают средние члены этого ряда, наряду с типичными эффузивами имеются субвулканические и экструзивные тела того же состава. В верхней части комплекса вновь преобладают осадочные образования, представленные переслаиванием песчаников, алевролитов и диатомитов с туфами различного состава. Породы нижне-среднемиоценового комплекса наиболее широко развиты на о-ве Кунашир, меньше – на островах Парамушир и Уруп. Обычно они подвержены значительному зеленокаменному изменению типа пропилитизации и отвечают формации зеленых туфов, впервые выделенной в Японии [Геологическое развитие..., 1968].

Средне-верхнемиоценовый вулканогенно-флишовой комплекс залегает на породах парамуширского комплекса несогласно, с конгломератами в основании, среди галек много пород зеленотуфового комплекса. В состав слоистой толщи входят аргиллиты, алевролиты, вулканогенные граувакковые песчаники и диатомиты, играющие весьма существенную роль. Верхняя часть комплекса сложена лавовыми брекчиями, лавами и туфами базальтов и андезито-базальтов, местами наблюдаются породы среднего состава; вулканы кислого состава отсутствуют. В пределах этой вулканической толщи установлены интрузивные тела габбро, габбро-диабазов и лейкократовых габбро. Породы этого комплекса, как и более раннего зеленотуфового, широко распространены только на флангах Большекурильской гряды и отсутствуют в центральных частях гряды.

Верхнемиоцен-плиоценовый пемзойдный (кунаширский) комплекс также отсутствует на островах центральной части, а на флангах лежит согласно на предыдущем комплексе и с некоторым несогласием на более древних породах. В его состав входят туфы и лавы андезитов, дацитов и липаритов примерно в равных количествах, вулканомиктовые песчаники, гравелиты, диатомиты и алевролиты с органическими остатками – радиоляриями, диатомеями и др. Характерной особенностью комплекса является присутствие большого количества пемз андезитового, дацитового и липаритового состава [Дуничев, 1974].

Средне-верхнеплиоценовый комплекс залегает согласно на породах средне-верхнемиоценового возраста, но имеет значительно более широкое распространение. Состав пород резко отличается от предыдущего комплекса полным отсутствием вулканических пород кислого состава – вновь преобладают базальты и андезито-базальты, андезиты встречаются реже, а андезито-дациты и дациты образуют маломощные потоки, небольшие покровы и купола на отдельных вулканах. Субвулканические, экструзивные и интрузивные породы постоянно встречаются в виде мелких штоков, силлов, даек и куполов. По составу они отвечают вмещающим им вулканикам.

Широко представлены интрузивные породы урупского комплекса среднемиоценового возраста. Они варьируют по составу от габбро через диориты, кварцевые диориты и гранодиориты до гранитов и лейкократовых гранитов, распространены неравномерно в различных частях Большекурильской гряды. Наиболее основные разновидности преобладают на северных островах: на о-ве Уруп широко развиты гранитоиды среднего состава, а на о-ве Кунашир – гранодиориты и граниты. Среднемиоценовый возраст устанавливается на основании того, что они прорывают осадочные породы зеленотуфового комплекса с ранне-среднемиоценовой фауной, а также нахождения галек гранитоидов в конгломератах вышележащего средне-верхнемиоценового флишевого комплекса. Радиологические определения пород урупского комплекса дали 6–11 млн. лет, что отвечает верхнему миоцену [Фирсов, 1964; Сергеев, 1976], но К.Ф. Сер-

Таблица 16

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы пород ранне-среднемиоценового парамуширского вулканического комплекса Больших Курильских островов

Компоненты	Базальты (6)	Андезитобазальты (3)	Андезиты (5)	Андезитодациты (1)	Дациты (6)	Липаритодациты (1)	Липариты (12)
Окислы							
SiO ₂	48,35	53,71	60,33	62,61	66,66	70,11	73,64
TiO ₂	0,60	0,59	0,77	0,38	0,48	0,39	0,33
Al ₂ O ₃	17,76	18,39	16,20	15,26	15,20	13,94	13,35
Fe ₂ O ₃	4,06	3,47	1,62	1,67	2,26	2,01	1,13
FeO	4,51	4,81	4,59	3,79	1,62	1,33	2,41
MnO	0,14	0,11	0,15	0,10	0,06	-	0,06
MgO	7,98	4,61	4,49	3,03	1,23	2,50	1,04
CaO	5,52	5,43	2,76	3,35	3,33	1,88	1,15
Na ₂ O	3,50	3,19	3,79	4,18	3,80	3,27	3,87
K ₂ O	0,88	0,78	1,00	1,59	1,62	1,05	1,67
Коэффициенты							
FeO'	8,16	7,93	6,05	5,29	3,65	3,14	3,43
FeO'/MgO	1,02	1,71	1,35	1,75	2,97	1,26	3,30
KAl	22,59	22,56	18,92	18,02	17,94	15,86	14,74
Na ₂ O'	4,12	3,74	4,49	5,29	4,93	4,01	5,04
K ₂ O/Na ₂ O	0,18	0,17	0,18	0,27	0,30	0,23	0,30
a	0,44	0,45	0,26	0,27	0,28	0,21	0,12
Минералы							
кв	-	11,7	22,0	18,7	30,8	40,2	39,4
ор	5,8	5,3	6,2	9,9	9,9	6,9	10,2
аб	30,7	28,7	32,6	37,0	33,3	28,9	33,4
ан	29,1	28,0	13,8	17,4	17,1	9,8	5,9
ди	-	-	-	-	-	-	-
гп	22,1	17,2	17,5	12,9	3,4	6,7	5,7
ол	2,6	-	-	-	-	-	-
мт	6,4	5,3	2,3	2,7	3,3	2,8	1,6
ил	1,2	1,2	1,5	0,8	0,9	0,8	0,6
кф	1,1	2,5	3,9	0,5	1,2	3,9	3,1
Сумма	99,9	99,9	99,8	99,9	99,9	100,0	99,9

Примечание. См.табл. 2.

геез считает эти цифры завышенными. что, по его мнению, связано с проявлением в породах наложенных процессов.

Урупский гранитоидный комплекс представлен рядом массивов, наиболее крупным из которых является Центральный в хр. Вернадского (о-в Парамушир), достигающий более 60 км². Он характеризуется сложным многофазным строением; главную роль в составе массива играют кварцевые диориты и плагиограниты; гранодиориты и порфиридные граниты имеют подчиненное значение; габбро развиты незначительно, лишь в краевой части массива. В некоторых других массивах, наоборот, гранодиориты образуют большую, центральную, часть,

Таблица 17

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы пород поздне-миоцен-плиоценового кунаширского вулканического комплекса Больших Курильских островов

Компоненты	Базальты (2)	Андезито- базальты (4)	Андезиты (2)	Дацинты (2)	Липарито- дациты (6)	Липариты (3)
Оксиды						
SiO ₂	50,83	54,50	61,21	66,51	69,74	72,99
TiO ₂	0,53	0,85	0,52	0,52	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	18,73	18,00	17,06	15,18	12,11	11,56
Fe ₂ O ₃	4,23	4,40	4,15	2,87	1,15	0,94
FeO	5,60	4,17	2,73	1,62	0,86	0,95
MnO	0,19	0,17	0,09	0,03	0,02	0,03
MgO	5,69	3,99	2,03	2,63	0,38	0,39
CaO	9,98	8,42	6,51	4,77	1,98	1,79
Na ₂ O	2,26	2,75	3,71	3,89	2,88	3,78
K ₂ O	0,56	0,40	0,48	0,42	2,40	2,25
Коэффициенты						
FeO'	9,41	8,13	6,47	4,20	1,90	1,80
FeO'/MgO	1,65	2,04	3,19	1,60	4,99	4,61
K _{Al}	23,19	22,32	20,55	17,60	14,57	13,45
Na ₂ O'	2,65	3,15	4,05	4,18	4,56	4,62
K ₂ O/Na ₂ O	0,17	0,10	0,09	0,08	0,58	0,41
a	0,64	0,58	0,46	0,39	0,21	0,15
Минералы						
кв	3,5	12,8	21,5	28,6	42,1	39,8
ор	3,5	2,2	2,8	2,2	15,2	14,1
аб	19,5	23,5	31,9	33,3	26,9	33,8
ан	40,5	35,0	29,1	23,0	10,9	8,5
ди	8,6	7,9	2,9	0,5	-	0,7
гп	17,0	10,4	4,7	6,5	1,9	1,6
мт	6,2	6,5	6,1	3,7	1,8	1,5
ил	1,1	1,7	0,9	0,9	-	-
кр	-	-	-	-	1,2	-
гм	-	-	-	1,3	-	-
Сумма	99,9	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0

Примечание. См. табл. 2.

Таблица 18

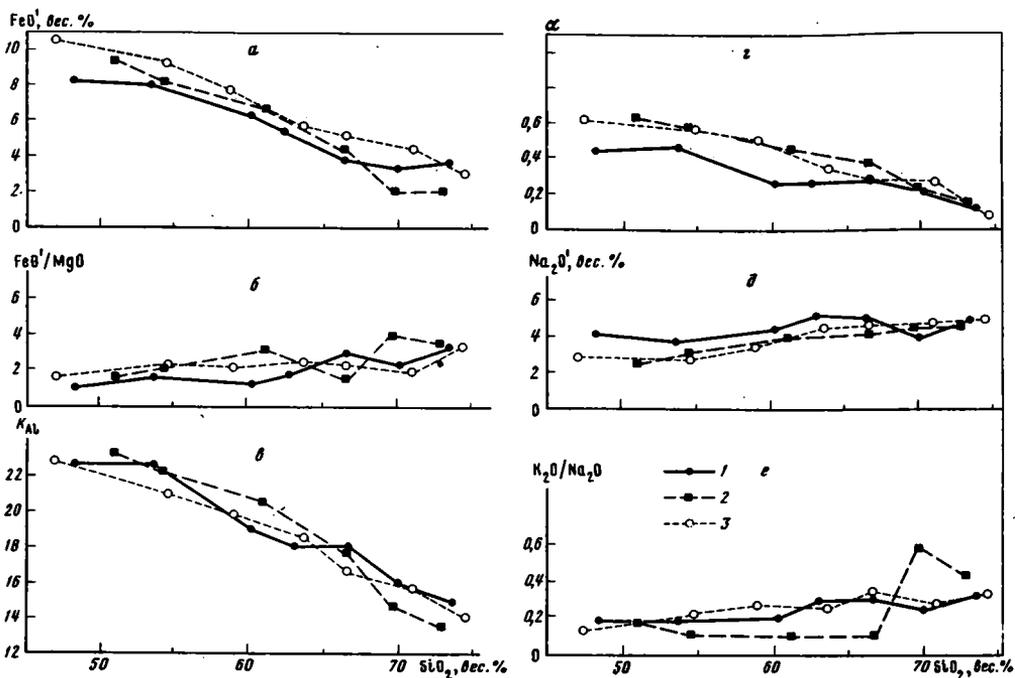
Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы пород среднемиоценового урупского гранитоидного комплекса Больших Курильских островов

Компоненты	Габбро (8)	Габбро-диориты (6)	Диориты (20)	Кварцевые диориты (10)	Гранодиориты (10)	Граниты (16)	Лейкогранитовые граниты (5)
Окислы							
SiO ₂	47,32	54,70	59,08	63,75	66,62	71,02	74,49
TiO ₂	0,72	0,82	0,61	0,54	0,59	0,45	0,60
Al ₂ O ₃	17,74	17,02	16,38	15,63	14,26	14,08	12,53
Fe ₂ O ₃	4,14	4,53	3,81	2,60	2,50	1,88	1,24
FeO	6,83	5,11	4,15	3,35	2,66	2,54	1,75
MnO	0,15	0,17	0,12	0,10	0,09	0,08	0,18
MgO	6,20	4,55	3,59	2,27	2,05	2,47	0,85
CaO	10,24	7,80	6,16	4,17	3,51	2,89	0,76
Na ₂ O	2,41	2,35	2,75	3,65	3,67	3,81	3,81
K ₂ O	0,43	0,71	1,03	1,26	1,72	1,37	1,71
Коэффициенты							
FeO'	10,56	9,19	7,58	5,69	4,91	4,23	2,87
FeO'/MgO	1,70	2,02	2,11	2,37	2,40	1,86	3,38
K _{Al}	22,76	20,91	19,69	18,38	16,66	15,63	13,98
Na ₂ O'	2,71	2,85	3,47	4,53	4,87	4,77	5,01
K ₂ O/Na ₂ O	0,12	0,21	0,26	0,24	0,33	0,25	0,31
a	0,62	0,59	0,50	0,35	0,29	0,26	0,08
Минералы							
кв	-	13,9	19,5	24,4	27,9	32,6	43,1
ор	2,3	4,0	6,2	8,0	10,2	8,4	10,1
аб	21,3	20,4	24,2	31,6	32,3	32,0	32,4
ан	37,9	34,7	29,9	21,4	17,4	14,5	3,9
ди	12,1	3,8	4,1	-	0,2	-	-
гп	18,7	15,1	12,2	9,2	6,9	8,6	3,0
мт	6,2	6,6	5,7	3,7	3,8	2,8	3,3
ил	1,4	1,5	1,2	1,1	1,2	0,9	1,2
кр	-	-	-	0,5	-	1,0	3,0
Сумма	99,9	100,0	100,0	99,9	99,9	99,8	100,0

Примечание. См. табл. 2.

а плагиограниты слагают дайки, секущие все другие разновидности. Нередко отдельные разновидности пород дают постепенные переходы, сменяя друг друга от периферии к центральному частям.

В габбро плагиоклаз принадлежит лабрадор-битовниту или битовниту, составляющему до 75% объема породы, цветные минералы представлены единичными зернами ромбического пироксена, моноклинным пироксеном (до 15%), очень небольшим количеством роговой обманки и иногда биотитом, изредка присутствует калинагровый полевой шпат. По мере увеличения кислотности пород после-



Фиг. 21. Диаграммы петрохимических характеристик (а-е) вулканических пород и гранитоидов Больших Курильских островов

Вулканиты: 1 — ранне-среднемиоценового парамуширского комплекса, 2 — позднемиоцен-плиоценового кунаширского комплекса; 3 — среднемиоценовые гранитоиды урупского комплекса

довательно изменяются соотношения между составляющими их минералами: основной плагиоклаз сменяется более кислым, появляются кварц и калинатровый полевой шпат, количество которого в гранодиоритах достигает наибольшей величины (до 24%), несколько увеличивается количество роговой обманки и биотита, но пироксен остается главным цветным минералом. В плагиогранитах количество калиевого полевого шпата снижается, возможно, за счет замещения его альбитом.

Из краткой характеристики магматических образований Большекурильской гряды видно, что породы основного состава присутствуют в большинстве эффузивных комплексов и в интрузивном урупском комплексе, тогда как кислые разновидности распространены далеко не всегда. Наиболее полный дифференцированный базальт-андезит-дацит-липаритовый ряд устанавливается в нижне-среднемиоценовом вулканогенно-осадочном зеленотуфовом комплексе, с вулканитами которого одновозрастный урупский интрузивный комплекс связан постепенными переходами.

Следующий магматический цикл вновь начинается с основных пород средневерхнемиоценового комплекса. Продолжается он до середины плиоцена, когда широкое развитие получили породы дацитового и липаритового состава. В конце плиоцена и в четвертичное время опять возобновились излияния лав основного состава, продолжающиеся и до настоящего времени.

Комплексы, представленные полными дифференциационными рядами, имеют наибольший интерес, так как полнее отражают общий ход эволюции магматических расплавов, из которых они образовались. Поэтому из общего количества имеющихся химических анализов магматических пород Большекурильской гряды [Сергеев, 1976; и др.] нами были взяты анализы вулканических пород ранне-среднемиоценового парамуширского, позднемиоцен-плиоценового кунаширского и урупского интрузивного комплексов (всего 130 анализов). По ним были подсчитаны средние составы и вычислены петрохимические коэффициенты для отдельных групп пород (табл. 16, 17, 18; фиг. 21, а, б, в, г, д, е).

Наиболее основные породы всех трех неогеновых комплексов Больших Курильских островов (по Al_2O_3/FeO' и Al_2O_3/MgO равным соответственно: для парамуширского - 2,18 и 2,22, для урупского - 1,68 и 2,86, для кунаширского - 1,99 и 2,66) принадлежат к умеренно глиноземистым толеитам, чем резко отличаются от низкоглиноземистых базальтов Малых Курильских островов. Ранне-среднемиоценовые вулканы парамуширского эленотуфового комплекса имеют наиболее низкий индекс Пикокка - 59,0, в урупском он равен 61,75, а в кунаширском достигает 67,0. Таким образом, последние два комплекса относятся к классу сильноизвестковистых пород. Интересно, что в нормативном составе пород парамуширского комплекса относительно низкая известковистость выражается в отсутствии нормативного диопсида, а повышения глиноземистость - в постоянном присутствии нормативного корунда.

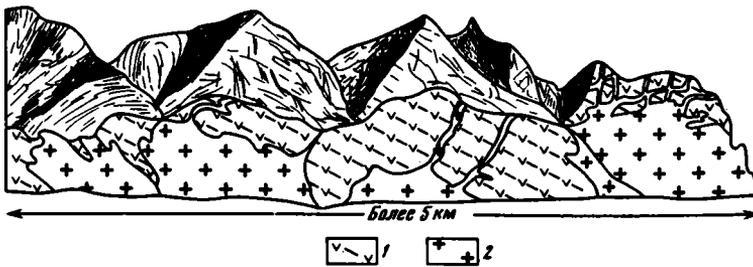
Все три комплекса, нанесенные на графики (см. фиг. 21), имеют в общем достаточно близкие кривые, отличающиеся в деталях. Из сравнения кривых общей железистости (см. фиг. 21, а) видно, что наиболее железистыми являются породы урупского гранитоидного комплекса, заметно отличающиеся от вулканитов одновозрастного ему парамуширского, который имеет и более низкое отношение FeO'/MgO (см. фиг. 21, б). По коэффициенту глиноземистости (см. фиг. 21, в) оба эти комплекса близки, но большая часть пород кунаширского комплекса характеризуется несколько большей глиноземистостью. Суммарная щелочность примерно одинакова у урупского интрузивного и кунаширского вулканического комплексов, но у парамуширских основных и средних пород она несколько больше и снижается только для кислых членов ряда (см. фиг. 21, г). Низкое отношение K_2O/Na_2O (не выше 0,3), близкое для одновозрастных парамуширского и урупского комплексов, указывает на натровый характер. Особенно низкие значения этого отношения имеют средние по составу породы кунаширского комплекса (см. фиг. 21, д): минимальное отношение K_2O/Na_2O для андезитов и дацитов равно 0,09 и 0,08, для липарито-дацитов оно поднимается до 0,58.

Олигоцен-неогеновые магматические породы Камчатки

Северное продолжение Курильской островной дуги прослеживается в виде олигоцен-неогеновой вулканической зоны Центральной Камчатки, которая почти целиком сложена магматическими породами эффузивной, субвулканической и интрузивной фаций. На всем протяжении зоны (достигающей 1000 км при ширине от 40-50 до 100 км) отложения, подстилающие вулканические образования, не установлены, лишь в северной ее части выходят ниже-среднепалеоценовые морские отложения, перекрывающие верхнемеловые толщи.

Согласно рабочей стратиграфической схеме, принятой на Междуведомственном стратиграфическом совещании в Петропавловске-Камчатском в 1974 г., на территории Южной Камчатки в нижней части вулканической толщи выделяется паратунская, а в ее средней части - крапивинская свиты мощностью от 600 до 1000 м. Разрезы паратунской и крапивинской свит начинаются с туфогенных гравелитов, песчаников, алевролитов и туффитов с прослоями лав основного, реже среднего состава. В осадочных породах содержится фауна моллюсков и флористические остатки олигоценного возраста, указывающие на прибрежно-морские условия накопления толщи. Вулканогенно-осадочные отложения фациально замещаются вулканическими образованиями, в составе которых преобладают лавы и туфы андезито-базальтов, реже базальтов и андезитов. Выше несогласно и с некоторым перерывом залегает березовская вулканогенно-осадочная свита, в которой резко преобладают вулканические породы. В их составе содержится больше среднего и средне-кислого материала, представленного лавами, лавобрекчиями, туфобрекчиями и игнимбритами андезитов, андезито-дацитов, дацитов и иногда липаритов. Радиологические определения возраста пород березовской свиты дали 16-18 млн. лет, что отвечает раннему миоцену. Прежде вулканическая толща Южной Камчатки, включающая паратунскую и березовскую свиты, относилась к анавайской серии [Вольнец и др., 1963, 1968; Ротман, 1968].

В более северных районах Южной Камчатки, в верховьях р. Кирганик (ручей Подувальный), на березовской свите залегает погадайкинская свита, представ-



Фиг. 22. Характер контактов Ахонтенского массива (зарисовка обнажений)
1 — вулканы олигоцен-миоценового возраста; 2 — граниты

ленная туфогенными песчаниками, алевролитами, конгломератами и туффитами, с многочисленными моллюсками и флорой среднего миоцена. В еще более северных районах, в верховьях рек Ковавли и Кахтуна, стратиграфическим аналогом погадайкинской свиты является кававлинская свита, состоящая из туфов среднего и кислого состава, туффитов, конгломератов, гравелитов и песчаников с флорой. Несогласно на погадайкинской и березовской свитах лежит молодая вулканическая толща мощностью 400–700 м, формировавшаяся с конца среднего миоцена до верхнего плиоцена. Эти вулканические породы относились прежде к алнейской вулканической серии, которая в рабочей стратиграфической схеме 1974 г. сохранена лишь для районов Северной Камчатки [Гладенков, 1965].

Разрез молодой (среднемиоцен–плиоценовой) вулканической толщи вновь начинается с базальтов и андезито–базальтов, однако в ней содержится большее количество андезитов и дацитов; более кислые породы встречаются значительно реже, чем в более ранней вулканической толще [Геология СССР, 1964; Фаворская и др., 1965; Ротман, 1968; Фрих–Хар, 1969; и др.]. Для вулканических толщ характерна тесная связь вулкаников с экструзиями и субвулканическими телами того же состава, а также с интрузивными породами; все фациальные разновидности, вместе взятые, представляют собой вулканоплутонические формации.

Среди интрузивных пород различаются раннемиоценовые и миоцен–плиоценовые. Более широко распространены раннемиоценовые, часто залегающие среди пород паратунской и березовской свит. Интрузивные тела чаще имеют небольшие размеры (в несколько квадратных километров), которые обычно размещаются в виде цепочек, вытянутых вдоль разломов. Они слагают лакколиты, межформационные и межпластовые залежи, штоки и дайки, изредка более крупные массивы, например Ахонтенский, площадью 130 км², расположенный в 80 км к югу от г.Петропавловска–Камчатского.

Раннемиоценовые интрузивные породы представлены габбро, габбро–диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, роговообманковыми и биотитовыми гранитами и, реже, лейкократовыми гранитами. Мелкие тела обычно сложены породами какой–либо одной или двух разновидностей, но крупные массивы имеют более сложное многофазное строение. Радиологические определения возраста пород из этих массивов дали цифры от 23 до 13 млн. лет [Фаворская и др., 1965].

Ахонтенский массив изучался рядом исследователей [Прохоров, 1964; Фаворская и др., 1965] и автором настоящей работы. В его строении участвуют все перечисленные разновидности пород, формировавшиеся в две или, быть может, в три фазы. Массив имеет близкую к пластовой форму, нередко осложненную рвушинами апофизами (фиг. 22). В его южной части, в скальных обнажениях южного берега бухты Лиственничной, выходят мелкозернистые пироксен–роговообманковые габбро, принадлежащие к наиболее ранней фазе. Они содержат, кроме основного плагиоклаза (An₇₀), авгита и роговой обманки, небольшое количество кварца (5–8%) и калинатового полевого шпата (1–3%); в центральных частях зерен авгита иногда сохраняются реликты оливина. Часто габбро расщечены сетью неправильных прожилков и содержат пятна и гнезда калинатово–

Таблица 19

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы олигоцен-раннемиоценовых вулканитов Камчатки

Компоненты	Базальты (12)	Андези- то-ба- зальты (20)	Андезиты (16)	Андезито- дациты (1)	Дациты (5)	Липарито- дациты (4)	Липариты (4)
Окислы							
SiO ₂	49,56	54,34	60,42	62,56	65,93	69,37	72,77
TiO ₂	0,86	0,77	0,65	0,65	0,48	0,40	0,25
Al ₂ O ₃	18,20	17,65	16,53	16,11	15,65	15,08	13,65
Fe ₂ O ₃	3,73	4,44	4,76	3,17	2,28	1,49	0,73
FeO	5,51	3,84	2,53	1,51	1,96	1,24	0,93
MnO	0,15	0,16	0,12	0,11	0,07	0,06	0,08
MgO	5,88	3,58	2,86	1,53	1,36	1,00	0,59
CaO	9,27	7,82	5,33	4,78	2,90	2,19	1,20
Na ₂ O	2,53	3,32	3,45	3,60	4,32	4,40	4,52
K ₂ O	1,34	1,19	2,06	2,63	3,06	2,54	3,06
Коэффициенты							
FeO'	8,87	7,84	6,81	4,36	4,01	2,58	1,59
FeO'/MgO	1,50	2,19	2,38	2,85	2,95	2,58	2,70
K _{Al}	22,99	22,23	20,07	19,71	18,41	17,39	15,53
Na ₂ O	3,47	4,16	4,89	5,44	6,47	6,18	6,67
K ₂ O/Na ₂ O	0,37	0,25	0,41	0,51	0,50	0,40	0,48
a	0,55	0,46	0,36	0,30	0,21	0,17	0,09
Минералы							
кв	1,5	9,8	17,6	20,5	20,7	28,1	33,2
ор	8,1	7,6	12,5	16,1	18,7	15,3	18,3
аб	21,9	28,8	29,7	31,5	36,9	37,9	38,2
ан	36,0	31,1	23,7	20,7	14,7	11,1	5,8
ди	8,6	6,4	2,4	3,1	-	-	-
гп	16,6	7,9	6,0	2,5	4,8	3,0	2,3
мт	5,5	6,8	6,0	2,9	3,3	2,1	0,9
ил	1,8	1,6	1,4	1,4	0,9	0,8	0,6
кр	-	-	-	-	-	1,6	0,7
гм	-	-	0,7	1,3	-	-	-
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,0	100,0

Примечание. См. табл. 2.

го полевого шпата. Образование этих выделений связано с наложившимися процессами метасоматоза, иногда в таких выделениях наблюдается турмалин. Переход к габбро-диоритам происходит постепенно за счет увеличения количества плагиоклаза, его раскисления и уменьшения роли пироксена, уступающего место роговой обманке, количество которой достигает 40%.

Диориты и кварцевые диориты редко слагают более или менее значительные участки в краевых частях Ахомтенского массива, чаще они представлены мно-

Таблица 20

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы среднеиоцен-липоцено-
вых вулканитов Камчатки

Компоненты	Базальты (14)	Андезито- базальты (28)	Андезиты (16)	Андезито- дациты (1)	Дациты (7)	Липарито- дациты (1)	Липариты (5)
Окислы							
SiO ₂	50,34	55,15	59,05	62,65	65,65	68,62	74,38
TiO ₂	0,89	0,77	0,67	0,47	0,49	0,62	0,24
Al ₂ O ₃	18,06	18,14	17,68	17,95	17,43	16,67	13,65
Fe ₂ O ₃	5,02	4,41	3,76	3,00	2,43	2,48	0,78
FeO	4,62	3,62	2,38	1,22	1,53	0,31	0,59
MnO	0,19	0,15	0,13	0,15	0,08	0,02	0,07
MgO	6,24	3,71	3,04	0,76	0,80	0,32	0,43
CaO	9,57	7,61	6,04	4,16	3,76	2,45	1,35
Na ₂ O	3,00	3,28	3,39	3,53	4,13	4,85	4,10
K ₂ O	0,79	1,25	1,53	2,95	2,82	3,18	3,51
Коэффициенты							
FeO'	9,14	7,59	5,76	3,92	3,72	2,54	1,29
FeO'/MgO	1,46	2,05	1,89	5,16	4,65	7,94	3,00
K _{Al}	22,78	22,50	21,40	21,73	20,40	19,40	15,30
Na ₂ O'	3,55	4,15	4,46	5,60	6,08	7,08	6,56
K ₂ O/Na ₂ O	0,18	0,27	0,32	0,59	0,49	0,46	0,60
a	0,53	0,46	0,43	0,30	0,27	0,16	0,11
Минералы							
кв	1,5	9,8	16,5	21,3	21,6	22,3	33,8
ор	5,0	7,9	9,1	18,4	16,8	19,1	20,7
аб	25,2	28,3	29,5	31,0	35,4	41,5	34,8
ан	33,7	31,4	29,3	21,3	18,9	11,4	6,8
цп	11,0	5,5	1,1	-	-	-	-
гп	14,7	8,6	7,2	1,8	2,2	0,7	1,1
мт	7,2	6,5	5,6	3,0	3,5	0,8	1,2
ил	1,7	1,5	1,4	0,9	0,9	-	0,5
кф	-	-	-	1,4	0,7	0,8	0,7
гм	-	-	-	0,9	-	2,6	-
сф	-	-	-	-	-	0,8	-
Сумма	100,0	99,5	99,7	100,0	100,0	100,0	99,6

Примечание. См. табл. 2.

го численными включениями среди более кислых разновидностей. При этом вблизи контактов породы имеют облик интрузивной брекчии, в которой неправильные, редко округлой формы обособления диоритового или кварц-диоритового состава разделены более кислыми образованиями. По мере увеличения количества кислого материала, по составу отвечающего гранодиоритам, обособления приобретают округлую форму и становятся менее меланократовыми.

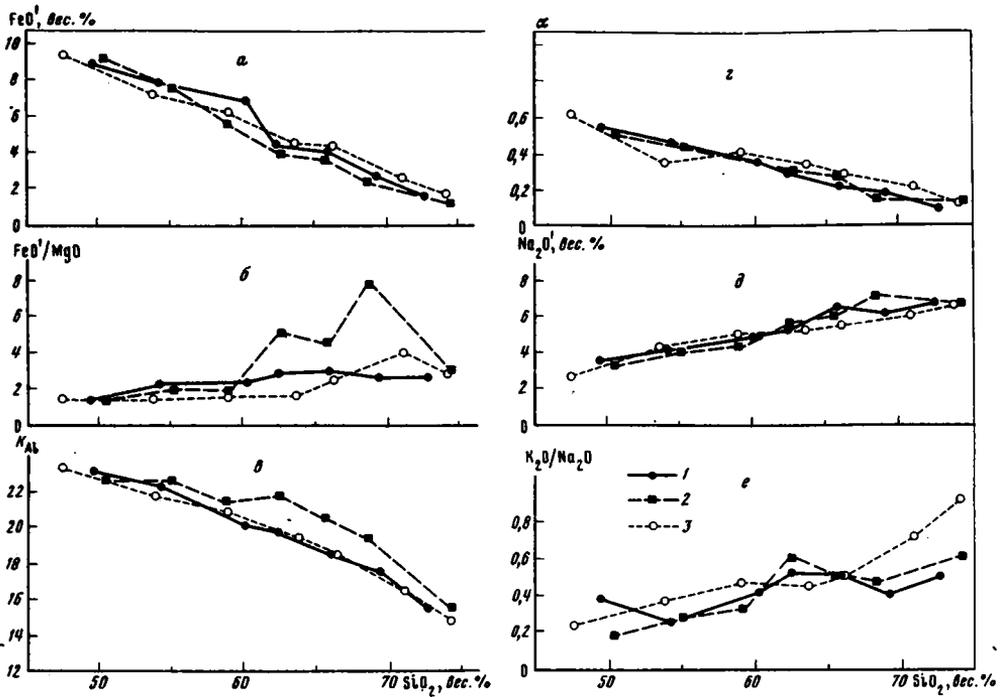
Таблица 21

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы раннемиоценовых гранитоидов Камчатки

Компоненты	Габбро (13)	Габбро-диориты (20)	Диориты (27)	Кварцевые диориты (12)	Гранодиориты (13)	Граниты (8)	Лейкократовые граниты (5)
Оксиды							
SiO ₂	47,56	53,96	59,13	63,71	66,25	70,90	74,18
TiO ₂	1,09	0,91	0,65	0,59	0,39	0,36	0,27
Al ₂ O ₃	17,78	17,05	17,39	16,41	15,71	14,40	13,16
Fe ₂ O ₃	4,72	3,53	2,40	1,80	2,32	0,86	0,73
FeO	5,11	4,01	3,94	2,75	2,33	1,90	1,01
MnO	0,13	0,16	0,08	0,11	0,08	0,08	0,10
MgO	5,83	4,69	3,23	2,46	1,65	0,67	0,60
CaO	11,62	7,84	6,07	4,93	4,18	2,72	1,40
Na ₂ O	2,23	3,30	3,48	3,67	3,71	3,55	3,49
K ₂ O	0,74	1,61	2,22	2,24	2,64	3,56	4,55
Коэффициенты							
FeO'	9,36	7,19	6,10	4,37	4,42	2,64	1,67
FeO'/MgO	1,61	1,53	1,89	1,76	2,68	3,94	7,56
KAl	23,30	21,69	20,73	19,33	18,27	16,38	14,72
Na ₂ O'	2,75	4,42	5,03	5,24	5,56	6,04	6,68
K ₂ O/Na ₂ O	0,23	0,37	0,45	0,43	0,50	0,70	0,91
a	0,62	0,36	0,41	0,33	0,28	0,20	0,11
Минералы							
кв	1,3	11,3	12,3	19,3	23,8	29,2	32,0
ор	4,0	9,6	13,1	13,0	15,6	21,4	27,3
аб	19,5	28,2	29,8	31,9	32,5	30,1	29,4
ан	37,9	21,6	26,0	22,0	18,5	12,9	7,0
ди	17,3	14,5	2,3	2,0	2,0	0,5	-
гп	10,8	7,8	11,5	7,8	3,6	3,6	2,4
мт	6,7	5,1	3,5	2,6	3,2	1,4	0,9
ил	2,1	1,7	1,4	1,2	0,8	0,7	0,6
кр	-	-	-	-	-	-	0,3
Сумма	99,6	99,8	99,9	99,8	100,0	99,8	99,9

Примечание. См. табл. 2.

Большая часть массива сложена биотит-роговообманковыми гранитами, нередко также содержащими округлые меланократовые включения, которые по составу отвечают гранодиоритам. В гранитах содержится переменное количество роговой обманки, которая вытесняется биотитом, иногда до полного ее исчезновения, и порода переходит в биотитовый гранит. Главными породообразующими минералами гранитов являются ортоклаз, кварц и кислый плагиоклаз. Биотит-роговообманковые и биотитовые граниты вблизи контактов приобретают



Фиг. 23. Диаграммы петрохимических характеристик (а-е) олигоцен-неогеновых вулканических пород и гранитоидов Камчатки.

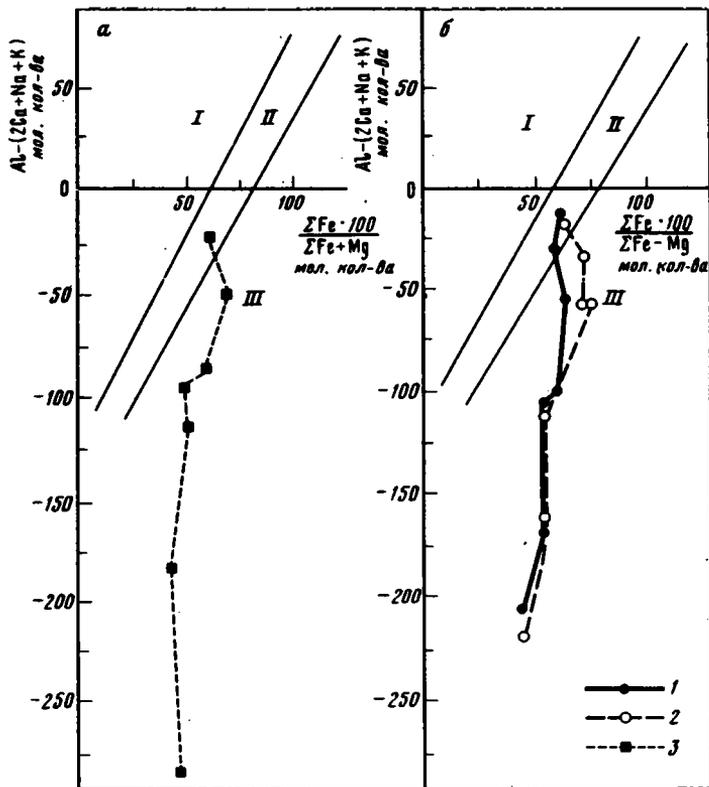
Вулканыты: 1 - олигоцен-миоценовые, 2 - миоцен-плиоценовые; 3 - миоценовые гранитоиды

порфиroidное строение. Часто в апикальных частях массива и на отдельных, наиболее возвышенных участках встречаются лейкократовые граниты, почти лишенные цветных минералов, в них присутствуют мусковит и турмалин, образовавшиеся в более позднюю - послемагматическую стадию.

Интрузивные породы более молодого позднемiocен-плиоценового возраста имеют очень ограниченное развитие. Обычно они слагают мелкие штоки (менее 1 км^2), сложенные диорит-порфирами и гранодиорит-порфирами, которые нередко переходят в экструзивные андезиты и дациты, последние распространены значительно шире.

Как видно из краткой характеристики вулканических пород олигоцен-неогеновой вулканической зоны Центральной Камчатки, они представляют собой гомодромные эволюционные ряды от основных через средние к кислым членам. В Ахотенском массиве мы видим тот же эволюционный ряд от габбро до лейкократовых гранитов. По внешнему облику и составу породы Ахотенского массива очень сходны с многими гранитоидными массивами Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса.

Имеется значительное количество химических анализов олигоцен-раннемiocенных и миоцен-плиоценовых вулканических и раннемiocенных интрузивных пород [Прохоров, 1964; Фаворская и др., 1965; Петрохимия..., 1966; Апрельков и др., 1967; Ротман, 1968]. Автором проведены подсчеты средних химических составов отдельных разновидностей и вычислены по ним петрохимические коэффициенты (табл. 19, 20 и 21), нанесенные на графики (фиг. 23, а, б, в, г, д, е). Все эти породы принадлежат к известково-щелочному типу с очень близкими коэффициентами Пиккока: для вулканических пород обеих серий он равен 60,1, а для интрузивной раннемiocеновой серии - 61,75. Базальты вулканических серий и габбро интрузивной серии в своем нормативном составе не содержат оливина, в них присутствует небольшое количество кварца, что говорит о насыщенности пород SiO_2 . Судя по отношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$, рав-



Фиг. 24. Диаграмма глиноземистости–железистости магм (по В.А.Кутолину [1964]) для гранитоидов (а) и вулканических пород (б) Камчатки.

Вулканисты: 1 – олигоцен-миоценовые, 2 – миоцен-плиоценовые; 3 – гранитоиды миоценовые. Поля: I – гранитных магм, II – неопределенных решений, III – базальтовых магм

ному для олигоцен–раннемиоценовых и миоцен–плиоценовых вулканистов и раннемиоценовых интрузивных пород соответственно 3,1, 3,05 и 2,89, и отношению Al_2O_3/FeO' , равному 1,97, 1,98 и 1,90, исходный расплав имел состав умеренно глиноземистого толеита (по М.И.Розинву). По содержанию суммарного железа все три серии достаточно близки (см. фиг. 23, а), а FeO'/MgO кислых членов среднемиоцен–плиоценовой вулканической серии (см. фиг. 23, б) указывает на обеднение их магнием. Коэффициенты глиноземистости (см. фиг. 23, в) в олигоцен–раннемиоценовых вулканистах и одновозрастных им интрузивных породах очень близки, породы среднемиоцен–плиоценовой вулканической серии относительно обогащены Al_2O_3 . Все три серии сходны по известковистости (а) и суммарной щелочности (Na_2O') (см. фиг. 23, в, д), только дациты обеих вулканических серий сравнительно с интрузивными породами несколько более обогащены щелочами при той же кислотности. Однако конечные кислые члены всех трех серий содержат одинаковое количество щелочей. Наибольшие расхождения кривых видны на графике отношения K_2O/Na_2O (см. фиг. 23, е), где кривая интрузивной серии показывает его равномерное увеличение, достигающее в кислых членах 0,91, тогда как в породах вулканических серий оно изменчиво. Однако в целом обе серии имеют более низкое отношение K_2O/Na_2O : для олигоцен–раннемиоценовой оно равно всего лишь 0,48, а для более молодой возрастает до 0,60. Вероятно, возрастание количества K_2O в интрузивной серии связано с развитием наложенных послемагматических процессов, обычно более широко проявляющихся в интрузивных породах. Диаграмма глиноземистости–железистости (по В.А.Кутолину) показывает, что гранитоиды Камчатки являются производными базальтовой магмы (фиг. 24).

Командорские острова

Командорские острова являются самым западным флангом Алеутской островной гряды, протягивающейся на расстояние свыше 2200 км от п-ова Аляска. Геологическое строение Командорских островов до 60-х годов было известно по исследованиям И. Морозевича [1912; Morosewicz, 1925]. Лишь с этого времени началось их изучение советскими геологами Ю.В. Жегаловым [1962, 1964], А.В. Горячевым [1966], О.А. Шмидтом [1974, 1978], М.Н. Шапиро [1976], Э.Н. Казаковой и др. [1976]. Автор настоящей работы в 1972 г. провела там короткие полевые работы, главным образом целью которых было изучение гранитоидов, имеющих на о-ве Медном.

В общем виде разрез пород, развитых на Командорских островах, можно подразделить на три толщи, из которых нижняя и верхняя представлены преимущественно вулканическими образованиями, а в средней широко развиты осадочные породы. Нижняя вулканическая толща обнажается в северо-западной части о-ва Медного и на самом южном конце о-ва Беринга. Залегающая выше осадочная толща занимает среднюю часть о-ва Медного и большую часть о-ва Беринга. Верхняя вулканическая толща, по-видимому, распространена на всей юго-восточной части о-ва Медного и на северо-западной оконечности о-ва Беринга, однако возможно, что здесь она имеет более древний возраст. Толщи простираются в северо-западном направлении с крутыми углами падения слоев к юго-западу на о-ве Медном (от 25 до 80°) и пологими углами на северо-северо-восток (от 5 до 15°) на о-ве Беринга [Казакова и др., 1976].

В стратиграфических построениях разных исследователей имеются значительные расхождения, требующие дальнейших уточнений и унификации. Толщи подразделяются ими на свиты, получившие разные названия, границы между ними редко совпадают. Самые нижние части нижней вулканической толщи в северо-западной части о-ва Медного представлены кислыми лавами и пирокластическими породами, выделенными Э.Н. Казаковой и ее соавторами в медновский комплекс, а О.А. Шмидтом — в толщу контрастных эффузивов нижней части преобразенской свиты командорской серии.

В основании толщи, детальный послойный разрез которой описан Э.Н. Казаковой и др. [1976], залегает мощное тело риолитов (липаритов), на котором согласно лежат лавовые и вулканомиктовые брекчи риолитов, сменяющиеся туфами с прослоями риолитовых лав, вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Обломочный материал в них совершенно аналогичен составу лавовых прослоев, и вся толща в целом имеет светлую голубоватую, зеленоватую и иногда розоватую окраску. Риолиты представляют собой порфиоровые породы с переменным количеством вкрапленников плагиоклаза (размером до 0,8–1 см по длинной оси), мелких изометричных вкрапленников водянпрозрачного кварца (0,3–0,5 см) и редкими вкрапленниками цветного минерала (не более 2–3%), которые принадлежат пироксену состава диопсида с примесью геденбергитовой молекулы (по определениям Э.Н. Казаковой и др.). Состав плагиоклаза в свежих разностях отличается высокой основностью, необычной для таких пересыщенных кварцем пород; он принадлежит основному андезину (An_{40–45}), но в разностях, подвергшихся послемагматическим изменениям, частично или полностью замещен альбитом (An_{5–10}), и в этом случае порода по составу отвечает кварцевому кератофиру. Иногда в риолитах встречаются мелкие чешуйки зеленого биотита, развивающиеся, по-видимому, по пироксену. Основная масса содержит переменное количество обычно сильно разложившегося и замещенного стекла, в наиболее свежих разностях иногда видна перлитовая отдельность. Структуры основной массы варьируют от витрофировой (в разновидностях, богатых стеклом) через такситовую к микропоякитовой и сферолитовой.

Мощное тело риолитов, залегающее в основании разреза вулканической толщи о-ва Медного, И. Морозевич [Morosewicz, 1925] описывал как экструзию, а Э.Н. Казакова и ее соавторы считают лавовым потоком большой мощности. О.А. Шмидт относит это риолитовое тело к интрузии плагиогранитов и видит

их сходство с гранодиоритами мыса Черного. Состав слагающих его риолитов совершенно идентичен породам более высоких частей разреза, но, вероятно, благодаря большой мощности тела стекловатые разности присутствуют преимущественно лишь в краевых его частях, а во внутренних преобладают микропй-килитовая и сферолитовая структуры.

Кислая толща риолитового (липаритового) состава прорвана дайками габбро-диабазов, которые, по-видимому, являются подводящими каналами для согласно перекрывающих их основных эффузивов средней толщи преобразенской свиты (по О.А. Шмидту) или командорской свиты (по Э.А. Казаковой и др.). Основные вулканы представлены базальтами, их лавовыми брекчиями и туфами. Они прослеживаются от бухты Преобразенской на юго-восток вдоль побережья Берингова моря, обнажаются в бухте Жировой и др.

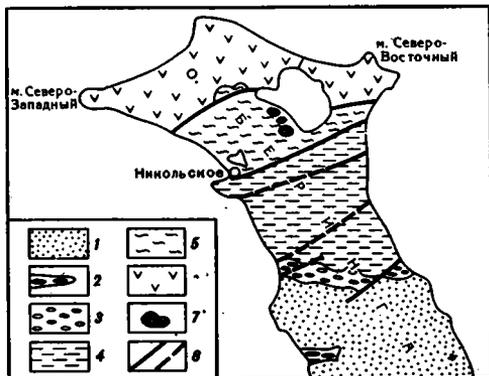
Выше толщи основных вулканы согласно залегают вулканогенно-осадочные породы, подразделенные О.А. Шмидтом на верхнюю толщу преобразенской свиты, гаванскую, гавриловскую и полуденную свиты командорской серии. В них была найдена микрофауна, определения которой (проведенные М.Я. Серовой) показали позднепалеоцен-эоценовый возраст толщи [Шмидт и др., 1973]. Следовательно, лежащая в основании разреза кислая толща, вероятно, имеет палеоценовый (доэоценовый) возраст.

На о-ве Беринга кислые породы толщи не установлены, а основные вулканы распространены лишь в самой южной его части. Далее к северо-западу они сменяются вулканогенно-осадочными отложениями, отнесенными О.А. Шмидтом к гаванской, гавриловской и полуденной свитам верхов командорской серии, а Ю.В. Жегаловым [1962, 1964] объединенными в свиту мыса Толстого. Эта толща представлена переслаивающимися туфоконгломератами, туфопесчаниками и кремнистыми аргиллитами.

Следующей по возрасту О.А. Шмидт считает николевскую свиту, которая, по его представлениям, слагает большую часть о-ва Беринга и распространяется от мыса Толстого до конца острова. Она залегают несогласно на различных свитах командорской серии и включает: а) тонкослоистые туффиты и тефроицы, распространенные от мыса Толстого до пос. Никольского; б) массивнослоистые туфодиамитовые, прослеживающиеся от пос. Никольского до южной части оз. Саранного, и в) вулканические образования базальт-андезит-базальтового состава, выходящие на северо-западном конце острова. По мнению О.А. Шмидта, все эти породы разновозрастны и образуют зоны, фациально замещающие друг друга. Возраст николевской свиты устанавливается на основании определений микрофауны и остатков флоры, собранных в туфодиамитовой и туффитовой толщах, как верхнеолигоцен-нижнемиоценовый [Шмидт и др., 1973]. Выходы базальтов и андезитов-базальтов в пос. Никольском и на горе Наквальне, а также андезитов на Свиных горах и горе Столовой О.А. Шмидт считает экстразивными телами, являющимися реликтами шитовых вулканов, давших вулканическую толщу николевской свиты. С такими представлениями не увязывается тот факт, что эти тела прорывают разновозрастную им туфодиамитовую толщу.

Ю.В. Жегалов [1962, 1964], а позже М.Н. Шапиро [1976] на о-ве Беринга выделили каменскую свиту, к которой отнесли толщу переслаивающихся туфогенных песчаников, туфоаргиллитов и опок, распространенную между пос. Никольским и мысом Толстым. Туфодиамитовую толщу, развитую между оз. Саранным и пос. Никольским, они считали более молодой. Контакт между ними тектонический, он проходит по разлому, протягивающемуся от пос. Никольского до Старой Гавани (на берегу Берингова моря). Л.М. Долматова определила диамитовую флору из туфодиамитовой свиты как нижнемиоценовую [Шмидт и др., 1973], однако Ю.В. Жегалов и М.Н. Шапиро считают, что она может быть отнесена к нерасчлененному нижнему-среднему миоцену [Шапиро, 1976].

Наблюдения, проведенные М.Н. Шапиро, не подтвердили наличия фациальных переходов между вулканическими породами северо-западной части острова и туфодиамитовой толщей, поэтому он вслед за А.В. Горячевым [1966] выделяет вулканы в самостоятельную свиту мыса Вакселя. Эта свита, по их мнению, имеет наиболее молодой возраст среди пород, развитых на о-ве Беринга (фиг. 25). Остатки моллюсков, собранные О.А. Шмидтом на мысе Северо-За-



Фиг. 25. Схема геологического строения северо-западной части о-ва Беринга (по М.Н. Шапиро [1976])

1, 2 – свита мыса Толстого: 1 – туфопесчаники и кремнистые аргиллиты, 2 – туфоконгломераты; 3 – буяновская свита – конгломераты, гравелиты, песчаники; 4 – каменная свита – песчаники, глинистые опоки; 5 – диатомовая толща; 6 – свита мыса Вакселя: базальты, андезито-базальты, туфобрекчии, конгломераты, песчаники; 7 – экзотрузии андезитов; 8 – разрывные нарушения;

падном в прослоях туфопесчаников (встречающихся среди вулканитов), по определению В.М. Синельниковой, имеют плиоценовый возраст [Шмидт и др., 1973]; таким образом, возраст свиты не древнее верхнемиоцен-плиоценового.

В обнажениях южного берега оз. Саранного, по наблюдениям автора настоящей работы, видно, что андезиты, слагающие Свиные горки, залегают гипсометрически выше туфодиамитовой толщи, а последняя рассечена дайками андезитового состава, вероятно, тесно связанными с вышележащими андезитами. В состав вулканитов свиты мыса Вакселя северной части о-ва Беринга, прослеживающихся от мыса Северо-Западного до мыса Северо-Восточного (мыса Вакселя), входят базальты, андезито-базальты, авгитовые андезиты, реже роговообманково-авгитовые андезиты и еще реже дациты. Большую роль в вулканической толще играют лавовые брекчии, размер обломков в которых увеличивается в северном направлении, что подтверждает предположение О.А. Шмидта о нахождении центра извержений в море к северу от мыса Северного. Эта толща нередко содержит ксенолиты экзотических пород, таких, как ультрабазиты, серпентиниты, щелочные базальты с базальтической роговой обманкой.

Базальты этой вулканической толщи обычно содержат многочисленные вкрапленники (до 60% объема породы) основного плагиоклаза (An_{60-65}), пироксена (авгита) и рудного минерала (магнетита). Основная масса базальтов состоит из мелких лейсточек плагиоклаза (An_{50-55}), зернышек пироксена, обильных мелких выделений рудного минерала и переменного (нередко большого) количества стекла, как правило, замещенного вторичными минералами: хлоритом, эпидитом, кальцитом и часто цеолитом. Структура основной массы изменяется от интерсерталной в более раскристаллизованных вариантах до толейтовой и гиалопелитовой в наименее раскристаллизованных. Нередко в базальтах имеется большое количество миндалин, выполненных иногда целиком цеолитами, часто вместе с хлоритом и кальцитом. Андезито-базальты отличаются от базальтов менее основным плагиоклазом (во вкрапленниках – An_{45-50}). Цветные минералы обычно также представлены авгитом, но в ряде шлифов отмечалось присутствие единичных зерен сильно опациitized роговой обманки.

В андезитах, слагающих Свиные горки и гору Столовую, вкрапленники плагиоклаза имеют еще более кислый состав (An_{35-40}), вкрапленники цветных минералов более мелкие, чаще представлены только авгитом. Встречаются также крупные удлиненные кристаллы роговой обманки, как правило, полностью замещенные вторичными минералами. В основной массе много стекла, замещенного мелкозернистым агрегатом вторичных минералов, среди которого различаются мелкие выделения плагиоклаза (An_{30-35}) и мелкие зернышки довольно свежего пироксена. Для андезитов также характерны миндалины, выполненные хлоритом, кальцитом и цеолитами, в ряде образцов миндалины составляют до 30% объема породы.

В 1970 г. Геологической службой США проводились драгировки с океанического дна вблизи Командорских островов. Станцией 70-B 49, располагавшейся в 50 км к северо-западу от о-ва Беринга, с глубины 1600 м были

подняты глыбы андезитов весом до 800 кг. Радиологические определения возраста этих андезитов дали $8,8 \pm 0,4$ млн. лет, что отвечает позднему миоцену. Андезиты представляют собой порфировые породы с мелкими вкрапленниками авгита (0,1–1,2 мм) и основной массой, состоящей из мелких лейст плагиоклаза (Na-андезина), мелких зерен авгита и большого количества стекла [Scholl et al., 1976]. Поднятые андезиты очень сходны с описанными выше андезитами Свиных гор, а данные о возрасте могут подтвердить предположение о молодом, позднемиоцен–плиоценовом, возрасте свиты мыса Вакселя, по-видимому, близком возрасту водопадской свиты о-ва Медного.

Водопадская свита, по общему признанию, является самой молодой на Командорских островах; условно ее возраст принимается за плиоценовый [Жегалов, 1962, 1964; Шмидт, 1974, 1978]. Считалось, что она распространена только на о-ве Медном, но, вероятно, имеется и на о-ве Беринга. К водопадской свите относятся андезиты, их лавовые брекчии и туфы, развитые главным образом в южной части о-ва Медного, изученной очень мало. По данным О.А. Шмидта [1974, 1978], всю южную часть о-ва Медного занимают гидротермально-измененные породы, не расчлененные по возрасту. Однако вероятнее, что гидротермальные изменения пород происходили в пределах более или менее узких приразломных зон и затронули все породы, включая и андезиты водопадской свиты. Изменения, по-видимому, связаны с послемагматическими процессами этого молодого этапа магматической активности.

Андезиты и лавовые брекчии водопадской свиты обнажаются на юго-западном побережье острова и на наиболее высоких гипсометрических уровнях центральной его части; по аналогии со Свиными горками о-ва Беринга они могут представлять лишь верхние части разреза, нижние толщи которого пока остаются неизученными. Так, на мысе Глинка дайки диоритовых порфиритов прорывают лавовые брекчии базальт-андезито-базальтового состава неясного возраста. Обломки в лавовых брекчиях размером от нескольких сантиметров до 1 м и более принадлежат базальтам и андезито-базальтам порфировой структуры. Вкрапленники представлены иногда зональными выделениями основного плагиоклаза (An_{50-60}) 0,5–2 мм в поперечнике, более мелкими зернами моноклинного и ромбического пироксенов и удлиненными призматическими кристаллами бурой базальтической роговой обманки с $cNg = 2-3^{\circ}$ (керсутит?). Основная масса содержит микролиты плагиоклаза (An_{45}), мелкие зерна пироксенов и магнетита и переменное количество стекла. Структуры основной массы варьируют от интерсертальной до гялопилитовой. Возможно, эти лавовые брекчии принадлежат ранним излияниям позднемиоцен–плиоценовых лав, однако присутствие базальтической роговой обманки и ромбического пироксена отличает их от базальтов свиты мыса Вакселя на о-ве Беринга. Не исключено, что лавобрекчии базальтов мыса Глинка принадлежат основной вулканической толще преобразенной свиты.

Андезиты водопадской свиты являются порфировыми породами, содержащими вкрапленники среднего плагиоклаза (An_{35-40}), иногда обладающего зональным строением (ядро – An_{45} , кайма – An_{30-25}), более редкие и мелкие вкрапленники бледно окрашенного пироксена (диопсид-авгита), отдельные крупные кристаллы обыкновенной роговой обманки ($cNg = 16-18^{\circ}$) и единичные, довольно крупные зерна магнетита. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (олигоклаз-андезина), мелких зернышек пироксена и переменного количества стекла, переполненного рудной пылью; в более кислых разностях типа андезито-дацита или дацита в основной массе присутствует небольшое количество кварца. По общему облику и составу андезиты водопадской свиты близки андезитам Свиных гор, отличаясь от них лишь несколько большим количеством обыкновенной роговой обманки и присутствием кварца. В андезитах, как и в лавовых брекчиях, широко развиты процессы пропилитизации, особенно интенсивные в последних.

Интрузивные породы на Командорских островах имеют ограниченное развитие; они тесно связаны с соответствующими вулканическими толщами и обычно слагают дайковые и субвулканические тела. Дайки габбро-диабазов и диабазов, прорывающие кислую палеогеновую толщу, связаны с толщей эоценовых основ-

ных вулканитов, а с позднемiocен–плиоценовыми основными вулканическими породами свиты мыса Вакселя связаны дайки мыса Северного и экструзивное тело пос. Никольского. Последнее сложено мелкозернистыми габбро–диабазами, в составе которых содержится основной плагиоклаз (лабрадор), большое количество пироксена состава диопсид–авгита и зерна минерала, полностью замещенного агрегатом идингсита и хлорита, возможно, оливина. Породы интенсивно изменены вторичными процессами хлоритизации и цеолитизации. Цеолиты и хлорит выполняют обычно многочисленные миндалины. Дайки андезитового состава в районе оз. Саранного прорывают миоценовую туфоидиомитовую толщу и, по–видимому, тесно связаны с андезитовой толщей верхней части свиты мыса Вакселя.

Интрузивные породы гранитоидного состава известны только на о–ве Медном, где они слагают несколько штоков, дающих переходы в дайковые и субвулканические тела; их тесная связь с вулканитами водопадской свиты очевидна и отмечалась многими исследователями. Штоки и дайки гранитоидов представлены диорит–порфиритами и мелкозернистыми диоритами, кварцевыми диорит–порфиритами и мелко–среднезернистыми гранодиоритами, образующими наиболее крупный шток мыса Черного.

На мысе Глинка серия даек диорит–порфиритов прорывает описанные выше лавовые брекчии, причем сначала дайки имеют небольшую мощность (0,20–0,25 м), а интервалы между ними, сложенные лавовыми брекчиями, равны 8–10 м. Далее мощность даек увеличивается до 1–2 м и более (вмещающие брекчии образуют между ними лишь узкие перегородки), и, наконец, эти породы формируют штокообразное тело диоритов с узкими ксенолитами брекчий. На контакте с вмещающими породами диорит–порфириты дают узкую зону закалки (2–3 см). Степень раскristализации пород даек возрастает с увеличением их мощности. Шток сложен мелкозернистыми, иногда порфиоровидными диоритами, в которых на общем сером фоне выделяются более светлые вкрапленники плагиоклаза и черные вкрапленники роговой обманки. Кроме плагиоклаза, имеющего нередко зональное строение (ядро – An_{40} , периферия – An_{30-35}) и обыкновенной роговой обманки, составляющей более 30% объема породы, в них присутствуют иногда довольно крупные, но редкие чешуи биотита и небольшое количество кварца (не более 5%), реже наблюдается калинатровый полевой шпат, обрастающий зерна плагиоклаза. Структура породы призматически–зернистая благодаря идиоморфному плагиоклазу.

Кварцевые диорит–порфириты и кварцевые диориты образуют скальные обнажения со столбчатой отдельностью на берегу Тихого океана в бухте Западной. Это породы серого цвета с более светлыми вкрапленниками плагиоклаза, черными вкрапленниками роговой обманки и чешуями биотита величиной до 5 мм. Они содержат большее количество кварца, иногда заметное простым глазом; калинатровый полевой шпат виден в шлифах в виде узких, неправильной формы выделений, зажатых между идиоморфными зернами плагиоклаза. Кварцевые диориты содержат мелкие более темные включения мелкозернистых диоритов, богатых роговой обманкой и биотитом.

Выходы гранодиоритов мыса Черного также начинаются серией даек, сложенных сильно измененными карбонатизированными порфиоровыми породами, в которых на фоне мелкозернистой массы видны отдельные вкрапленники разложившегося плагиоклаза и щелочо измененной роговой обманки. Сам шток представлен более свежими розовато–серыми мелко– и среднезернистыми гранодиоритами, иногда имеющими порфиоровидное сложение. Часто содержатся включения более темных и более мелкозернистых диоритов или кварцевых диоритов. Макроскопически в породе видны зерна плагиоклаза и мелкие зерна кварца, на светлом фоне которых резко выделяются удлиненные зерна роговой обманки и чешуи биотита величиной до 1,5–2 мм.

Плагиоклаз, представленный зональными зернами олигоклаз–андезина, часто альбитизированными и разложившимися, слагает большую часть породы. Довольно крупные ксеноморфные зерна калинатрового полевого шпата распределены неравномерно и составляют около 10%; зерна кварца образуют кучные, иногда крупные скопления, но его количество не превышает 15–20%; обыкновенная

роговая обманка и биотит содержатся в количестве 10–12%. Они сильно хлоритизированы и замешены мелкозернистым агрегатом эпидота, хлорита, карбоната и рудного минерала (пирита?). Структура породы гипидиоморфнозернистая. Слабо раскристаллизованные разновидности имеют порфириное сложение; они представлены гранодиорит–порфирами с крупными (до 1 см) вкрапленниками плагиоклаза (An_{30–35}), более редкими вкрапленниками роговой обманки и единичными вкрапленниками биотита, составляющими вместе более 60% породы. Их основная масса состоит из мелких зерен плагиоклаза, кварца, калинатрового полевого шпата, биотита, роговой обманки, рудного и вторичных минералов и имеет мелкозернистую структуру. Нередко гранодиориты рассечены маломощными неправильными прожилками аплита, временами дающими раздувы, в которых аплит переходит в пегматит.

Из характеристики гранитоидов, слагающих мелкие штоки и дайки, видно их сходство с гранитоидами Ахоттенского массива на Камчатке и резкое отличие от риолитов, слагающих мощный лавовый поток или экструзию бухты Преображенской. Для гранитоидов мыса Черного и других штоков характерно отсутствие пироксена, широкое развитие обыкновенной роговой обманки, являющейся главным цветным минералом, и постоянное присутствие биотита. Количество биотита, как и калинатрового полевого шпата, возрастает с увеличением кислотности гранитоидов, среди которых, однако, нет разновидностей с таким обильным кварцем, как в палеогеновых риолитах.

Алеутские острова

Палеогеновые вулканические породы основного состава, слагающие преобразженскую свиту на о-ве Медном, прослеживаются и восточнее – на ряде островов Алеутской гряды. На Ближних островах они выделены в комплексе основания [Gates et al., 1961], на островах Кыска, Амчитка и некоторых других известны как формации Амчитка, Банджо-Поинт, Вега и проч. [Coats et al., 1971; Carr et al., 1970, 1971]. В отличие от о-ва Медного на этих островах отсутствует самая нижняя риолитовая толща, однако среди обломков вулканических брекчий и в конгломератах нередко встречаются кварцевые кератофиры, сходные с риолитами о-ва Медного, но на о-ве Атту (Ближние острова) среди базальтов имеются маломощные лавовые потоки кислых пород. По внешнему облику и петрографическому составу они также очень сходны с риолитами о-ва Медного. На о-ве Атту, кроме того, встречен небольшой шток плагиогранитов, в составе которых, кроме кварца, кислого плагиоклаза (олигоклаз–альбита и альбита) и небольшого количества моноклинного пироксена, присутствуют редкие выделения базальтической роговой обманки, обрастающей каймой щелочной роговой обманки типа рибекита. Судя по тому, что эти граниты рассечены дайкой кварцевых кератофиров и обнаружены среди обломков в конгломератах верхней части толщи, они также имеют палеогеновый возраст.

Данные бурения, проводившегося на о-ве Амчитка [Carr et al., 1971], подтверждают представление о том, что эта базальтовая вулканическая толща залегает в самых нижних частях разреза, и потому совершенно справедливо ее выделение в "комплекс основания". Выше этого комплекса на Ближних островах лежит мощная толща пород туфогенно–кремнистого состава. Она представлена тонкозернистыми туфами, аргиллитами и кремнистыми породами, переслаивающимися с грубозернистыми песчаниками и конгломератами. Туфогенно–кремнистая толща формировалась в морских и прибрежных условиях и содержит фауну пелеципод и фораминифер, определения которых дают олигоцен–раннемиоценовый возраст [Carr et al., 1970], что позволяет параллелизовать ее с туфодиазомитовыми породами никольской (по О.А. Шмидту) или каменской (по Ю.В. Жигалову и М.Н. Шапиро) свит.

С резким несогласием на туфогенно–кремнистых породах и вулканитах комплекса основания залегает сложно построенная вулканическая толща, по-видимому, на ряде островов представляющая собой реликты древних вулканических построек (острова Семисопочный, Амчитка и др.). Эти вулканиты представлены лавовыми брекчиями, потоками лав, туфами андезито–базальтов и андези-

Таблица 22

Средние химические (вес. %) и нормативные (%) составы среднеиоцен-раннеплиоценовых вулканитов Алеутской островной дуги

Компоненты	Базальты (8)	Андезито- базальты (11)	Андезиты (13)	Дациты (7)
Окислы				
SiO ₂	48,82	55,39	60,22	65,30
TiO ₂	1,21	0,97	0,70	0,72
Al ₂ O ₃	18,27	17,70	17,32	15,91
Fe ₂ O ₃	4,23	3,66	2,78	1,89
FeO	5,53	3,95	2,07	2,12
MnO	0,16	0,14	0,08	0,08
MgO	5,02	3,65	2,51	2,11
CaO	10,15	8,82	5,96	3,68
Na ₂ O	3,10	3,26	4,16	4,87
K ₂ O	1,01	1,24	1,56	2,33
P ₂ O ₅	0,23	0,23	0,17	0,23
Коэффициент				
FeO'	9,34	7,24	4,57	3,82
FeO'/MgO	1,86	1,98	1,82	1,81
K _{Al}	23,53	21,94	21,09	18,62
Na ₂ O'	3,81	4,13	5,25	6,50
K ₂ O/Na ₂ O	0,23	0,27	0,26	0,34
α	0,50	0,46	0,35	0,21
Минералы				
кв	-	9,3	15,0	17,8
ор	6,3	7,3	9,8	13,6
эб	26,9	28,1	36,0	42,2
ан	33,6	30,4	24,5	15,0
ди	13,8	10,3	3,8	2,3
гп	8,6	6,9	5,1	5,4
ол	1,6	-	-	-
мт	6,2	5,4	4,0	1,9
ил	2,5	2,0	1,4	1,4
ап	0,3	0,3	0,3	0,3
Сумма	99,8	100,0	99,9	99,9

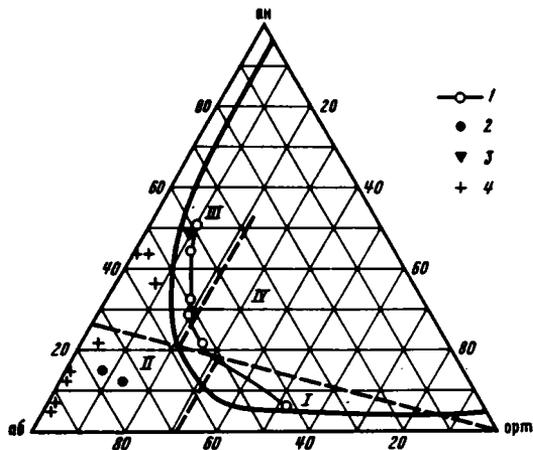
Примечание. См. табл. 2.

Таблица 23

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы среднеиоцен-раннеплиоценовых гранитоидов Алеутской островной дуги

Компоненты	Габбро (2)	Габбро- диориты (3)	Дiorиты (12)	Кварце- вые дио- риты (6)	Грано- диориты (4)	Лейкокра- товые гра- ниты (1)
Окислы						
SiO ₂	46,39	54,37	59,55	62,95	66,40	74,90
TiO ₂	0,94	1,00	0,82	0,65	0,46	0,23
Al ₂ O ₃	17,98	18,09	16,72	16,65	15,67	13,10
Fe ₂ O ₃	1,87	3,44	2,96	1,96	1,62	0,90
FeO	6,01	4,64	3,38	2,46	1,86	0,64
MnO	0,14	0,14	0,08	0,06	0,16	0,02
MgO	5,50	4,12	3,20	1,77	1,80	0,38
CaO	11,92	8,19	6,15	4,96	4,16	0,56
Na ₂ O	2,71	3,51	3,99	4,10	4,33	3,40
K ₂ O	0,42	1,34	2,23	2,35	3,00	5,70
P ₂ O ₅	0,03	0,26	0,26	0,23	0,14	0,03
Коэффициенты						
FeO'	10,39	7,74	6,04	4,22	3,32	1,45
FeO'/MgO	1,89	1,88	1,89	2,39	1,84	3,82
KAl	23,10	20,01	20,55	19,80	18,27	14,42
Na ₂ O'	3,00	4,45	5,55	5,75	6,43	7,39
K ₂ O/Na ₂ O	0,11	0,27	0,39	0,40	0,48	1,17
a	0,59	0,45	0,31	0,30	0,21	0,04
Минералы						
кв	-	6,6	11,0	17,4	19,4	31,4
ор	2,4	8,0	13,1	14,2	18,2	34,1
аб	23,9	30,0	35,0	35,5	37,6	28,9
ан	37,1	30,7	21,6	20,8	14,9	2,8
ди	19,1	8,0	7,0	3,0	2,8	-
гп	2,8	11,1	7,7	5,2	4,2	1,0
ол	5,8	-	-	-	-	-
мт	7,2	3,3	2,8	2,2	1,7	1,0
ил	1,7	2,0	1,5	1,4	0,9	0,5
ап	-	0,3	0,3	0,3	0,3	-
кр	-	-	-	-	-	0,2
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9

Примечание. См. табл. 2.



Фиг. 26. Диаграмма нормативных составов полевых шпатов (по И.О'Коннеру [O'Conner, 1955]) миоцен-плиоценовых пород Алеутской островной дуги

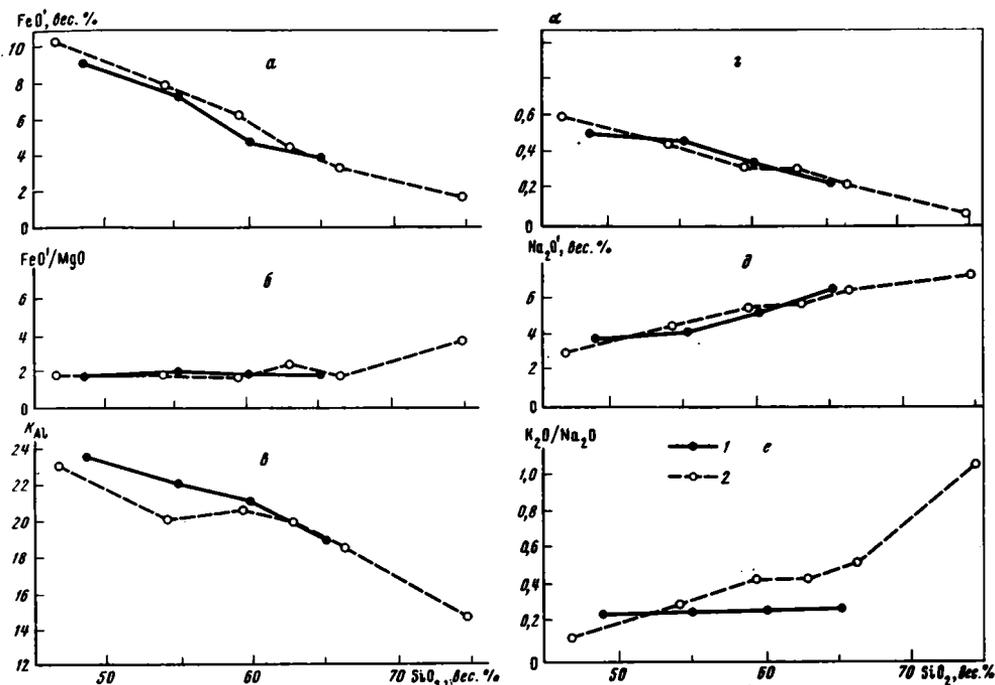
1 – гранитоиды; 2 – палеоценовые риолиты о-ва Медного; 3 – эоценовые базальты преображенской свиты; 4 – плагиограниты Троодоса [Coleman, Peterman, 1975]. Поля: I – гранитов, II – трондьемитов, III – тоналитов, IV – адамеллитов

тов, реже встречаются породы базальтового и дацитового состава и содержат прослой конгломератов, грубозернистых песчаников и аргиллитов. На разных островах вулканическая толща выделяется как формации Массакре-Бей, Читка-Пойнт, Веллива-Ков, Фингер-Бей и др., но повсеместно она имеет один и тот же возраст, который по геологическим данным устанавливается как позднмиоцен-раннеплиоценовый, поскольку эта толща несогласно перекрывает фаунистически охарактеризованную раннемиоценовую толщу, содержит обломки базальтов, кварцевых кератофиров и плагиогранитов и перекрывается ледниковыми отложениями позднего плиоцена [Simons, Mathewson, 1955; Snyder, 1959; Scholl et al., 1975]. Геологические данные о возрасте вулканической толщи совпадают с радиологическими определениями возраста пород формации Читка-Пойнт на о-ве Амчитка, которые дали цифры от 14 до 9 млн. лет [Carr et al., 1970], что отвечает среднему миоцену-раннему плиоцену.

С базальт-андезито-дацитовой вулканической толщей тесно связаны интрузивные породы, залегающие в виде даек, субвулканических тел и массивов, обычно имеющих небольшие размеры. Но на о-ве Уналашка (одном из самых восточных островов Алеутской гряды) выходят массивы площадью в несколько сот квадратных километров (плутон Кэпитен имеет около 130 км², плутон Бивер – около 200, а плутон Шейлер – более 750 км²).

Массивы сложены гранитоидами различного состава – от габбро до гранодиоритов, причем мелкие массивы обычно имеют однородный состав и порфировое сложение, тогда как строение более крупных массивов значительно сложнее и представлено поликристаллическими породами нескольких фаз внедрения. Отдельные разновидности нередко связаны друг с другом постепенными переходами, но между ними существуют и резкие интрузивные контакты. Среди гранитоидов встречаются габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. В единичных случаях отмечались лейкократовые граниты [Drewes et al., 1961].

В массиве Шейлер габбро выходят в виде небольших тел в его краевой части. Они представлены темно-серыми поликристаллическими породами гипидиоморфнозернистой структуры, состоящими из зонального плагиоклаза (50–70%) лабрадор-битовнитового состава (ядро – An₇₅₋₈₀, периферия – An₅₅₋₆₀) и цветных минералов, из которых преобладает моноклинный пироксен (более 30%); иногда присутствует оливин, в отдельных случаях в габбро содержится немного кварца (4–6%) и единичные выделения биотита. Диориты, обычно развитые в периферических частях массива, содержат меньше цветных минералов, среди которых широко распространены обыкновенная роговая обманка; сравнительно с габбро уменьшается количество пироксена и увеличивается содержание биотита – до 9–10%. Лейкократовые минералы представлены плагиоклазом (An₅₀₋₄₅), часто зонального строения; нередко он обрастает альбитом; количество кварца увеличивается до 10% и более, появляется немного калинатрового полевого шпата, и порода переходит в кварцевый диорит.



Фиг. 27. Диаграмма петрохимических характеристик (а-е) миоцен-плиоценовых вулканических пород (1) и гранитоидов (2) Алеутской островной дуги

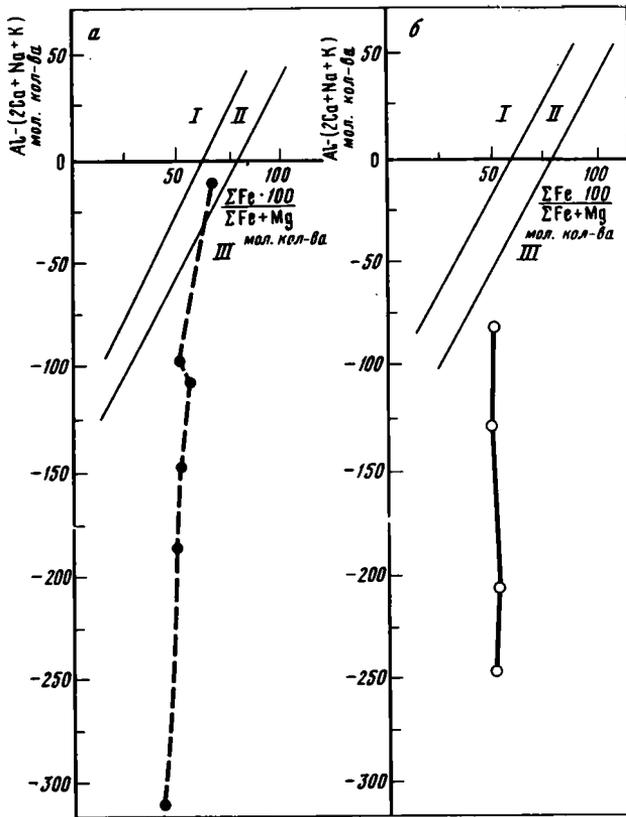
Около 85% массива сложены кварцевыми диоритами и гранодиоритами – среднезернистыми породами серой и розовато-серой окраски. Ближе к контактам в них содержатся многочисленные включения более темных и более меланократовых разновидностей, придающих породе такситовый облик. В гранодиоритах плагиоклаз (An₄₀₋₄₅) составляет 40–45%, кварц – 15%, калинатровый полевой шпат – до 15–18%, цветные минералы – 25–30%. Среди цветных минералов преобладает биотит (10–15%), обыкновенная роговая обманка и пироксен содержатся примерно в равных количествах (около 5%).

Лейкократовые граниты в виде неправильной формы даек прорывают гранодиориты и кварцевые диориты и, по-видимому, являются наиболее поздними порциями магматических расплавов, давших все разновидности гранитоидов массива Шейлер. Кроме того, в породах имеются маломощные палевошпатовые прожилки, образовавшиеся, вероятно, в послемагматическую стадию [Drewes et al., 1961]. В целом породы мелких массивов гранитоидов о-ва Уналашка близки по составу гранитоидам, слагающим штоки на о-ве Медном, а массив Шейлер по своему строению очень напоминает Аломтенский массив на Камчатке, с которым он близок по возрасту.

По имеющимся химическим анализам, опубликованным в советских и американских работах (98 анализов) по Командорским и Алеутским островам [Жегалов, 1962, 1964; Казакова и др., 1976; Шмидт, 1978; Coats, 1956, 1959; Coats et al., 1961; Byers, 1961; Drewes et al., 1961; Forbes et al., 1969; Gates et al., 1971; и др.], автором были подсчитаны средние составы для вулканических пород и гранитоидов среднемиоцен-раннеплиоценового возраста и вычислены петрохимические коэффициенты (табл. 22, 23)¹.

В результате обработки анализов выяснилось, что базальты комплекса основания палеоцен-эоценового возраста (преображенской свиты) содержат нормативный кварц и принадлежат умеренно глиноземистым базальтам ($Al_2O_3/FeO' =$

¹ В подсчетах средних составов не учитывались анализы, в которых содержание H_2O^+ или п.п.п. превышало 1,5%.



Фиг. 28. Диаграмма глиноземистости—железистости магм (по В.А.Кутoliniу [1964]) для гранитоидов (а) и вулканических пород (б) Алеутской островной дуги.

Поля: I — гранитных магм, II — неопределенных решений, III — базальтовых магм

$= 1,56$ и $Al_2O_3/MgO = 2,92$). По содержанию Al_2O_3 , равному 16,8, они близки к океаническим базальтам (по В.А. Кутoliniу), отличаясь от последних несколько пониженным содержанием MgO . Риолиты нижней части этой толщи, нанесенные на треугольную диаграмму составов полевых шпатов (фиг. 26), располагаются в ее левом (альбитовом) углу, в поле трондьемитов и близки плаггиогранитам — кислым дифференциатам офиолитового комплекса Троодоса [Coleman, Peterman, 1975] в отличие от пород позднемiocен—раннеплиоценовых серий, что указывает на их петрохимическое родство с океаническими базальтами комплекса основания. Имеющиеся анализы экзотических пород, включенных в позднемiocен—раннеплиоценовые базальты свиты мыса Вакселя, свидетельствуют о присутствии в их нормативном составе нефелина и об их принадлежности к высокоглиноземистым базальтам щелочно-базальтового типа, сходным с гавайитами [Розинев, 1974].

Среднемiocен—раннеплиоценовые вулканы Алеутской островной гряды и связанные с ними гранитоиды на графиках (фиг. 27, а, б, в, г, д, е) дают близко расположенные кривые, отражающие последовательную эволюцию состава расплавов, из которых они кристаллизовались. Для вулканических пород индекс Пикока равен 60,5, для гранитоидов — 59,5, что говорит об их принадлежности к известково-щелочному типу пород. Среднее содержание Al_2O_3 в базальтах этого возраста даже несколько выше, чем у базальтов андезитовой формации (по В.А. Кутoliniу), а количество суммарного железа и FeO'/MgO почти такие же. Количество суммарного железа, величиныны FeO'/MgO , а и суммарной щелочности (Na_2O) для вулканических пород и гранитоидов близки между собой. Наиболее значительно расхождение в K_2O/Na_2O (см. фиг. 27, е):

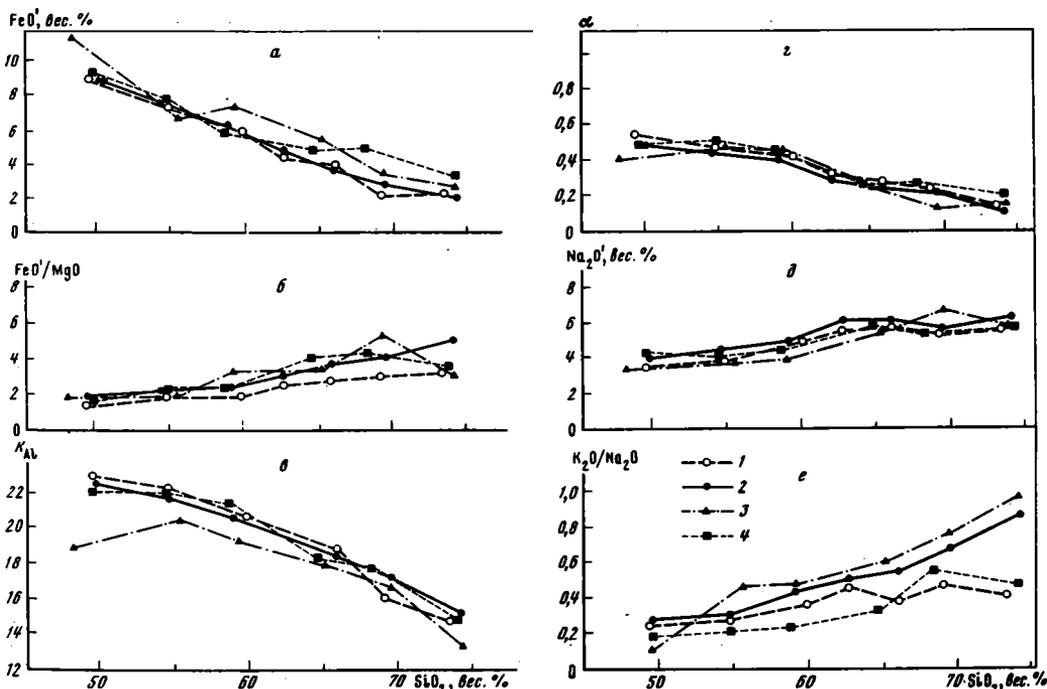
у гранитоидов она выше, чем у вулканитов; особенно резкое различие устанавливается для кислых членов серий.

На треугольной диаграмме нормативного состава полевых шпатов (см. фиг. 26) средние члены гранитоидной серии расположены в поле тоналитов, гранодиориты находятся в поле адамеллитов, а лейкократовые граниты – в поле гранитов, при этом они смещены вправо, в сторону большего содержания ортоклаза. Как эффузивные породы среднемиоцен–раннеплиоценового возраста, так и гранитоиды, нанесенные на диаграмму В.А. Кутolina (фиг. 28), дают выдержанные, почти вертикальные линии, располагающиеся в поле базальтовой магмы; только лейкократовые граниты выходят за его пределы и лежат в поле II – неопределенных решений.

На основании геологических и петрохимических данных в палеоген–неогеновом развитии Алеутских островов можно выделить два этапа магматической деятельности, достаточно оторванных друг от друга по времени и отличных по составу магматических образований. В ранний, палеогеновый, этап изливались океанические базальты и относительно небольшое количество их кислых дифференциатов, близких по составу плагиогранитам офиолитовых комплексов. Во второй этап, в среднем миоцене–раннем плиоцене, начали изливаться вулканиты известково–щелочного состава, характерные для островных дуг, и внедрялись тесно с ними связанные массивы гранитоидов. Известково–щелочной магматизм, чередующийся с периодами относительного покоя, продолжается в Алеутской дуге и в историческое время.

* * *

Таким образом, развитие олигоцен–неогенового магматизма в Алеутской и Курило–Камчатской островных дугах начиналось не вполне одновременно в различных их частях. Так, на северо–восточном фланге Курило–Камчатской дуги – в вулканической зоне Центральной Камчатки – излияния начались в олигоцене и продолжались в раннем миоцене, последовательно изменяясь в составе от



Фиг. 29. Диаграммы петрохимических характеристик (а–е) вулканических пород: олигоцен–неогеновых островных дуг (1), Восточно-Азиатского пояса (2), Верхояно-Кольмской складчатой области (3) и юрско–раннемеловых вулканитов Охотско-Чукотского отрезка (4)

Таблица 24

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы олигоцен-неогеновых вулканических пород островных дуг северо-западной части Тихоокеанского пояса

Компо- ненты	Базаль- ты (42)	Андези- то-базаль- ты (66)	Андезиты (52)	Андези- то-да- циты (3)	Дациты (27)	Липарито- дациты (12)	Липариты (24)
Окислы							
SiO ₂	49,57	54,84	59,97	62,61	65,90	69,22	73,57
TiO ₂	0,88	0,80	0,68	0,50	0,53	0,24	0,26
Al ₂ O ₃	18,13	17,92	17,07	16,44	16,05	13,63	13,21
Fe ₂ O ₃	4,33	4,25	3,63	2,61	2,26	1,45	0,97
FeO	5,08	3,83	2,57	2,77	1,80	0,98	1,60
MnO	0,17	0,15	0,11	0,12	0,07	0,03	0,06
MgO	6,13	3,78	2,95	1,77	1,47	0,76	0,76
CaO	9,04	7,83	5,50	4,10	3,56	2,08	1,20
Na ₂ O	2,92	3,25	3,65	3,77	4,27	3,58	4,02
K ₂ O	0,99	1,16	1,80	2,39	2,29	2,40	2,36
Коэффициенты							
FeO'	8,98	7,66	5,84	4,52	3,83	2,29	2,47
FeO'/MgO	1,46	2,03	1,98	2,55	2,61	3,01	3,25
K _{Al}	22,98	22,30	20,68	19,81	18,83	16,11	14,82
Na ₂ O'	3,61	4,06	4,91	5,44	5,87	5,26	5,67
K ₂ O/Na ₂ O	0,24	0,25	0,35	0,44	0,37	0,47	0,41
α	0,52	0,46	0,40	0,30	0,26	0,19	0,11
Минералы							
кв	0,6	9,5	15,8	20,0	22,5	34,2	37,1
орт	6,3	7,4	10,6	15,1	13,6	15,0	14,8
аб	25,3	28,3	30,7	33,2	36,9	31,4	34,8
ан	34,0	31,0	27,3	20,8	18,1	11,0	5,9
ди	9,9	7,1	1,7	0,3	-	-	-
гп	15,7	9,0	7,2	5,8	4,6	2,2	3,7
мт	6,5	6,1	5,3	3,8	3,3	4,5	1,4
ил	1,7	1,5	1,4	0,9	0,9	0,5	0,6
кр	-	-	-	-	0,1	1,1	1,6
Сумма	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	99,9	99,9

Примечание. См. табл. 2.

основных через средние к кислым. На Северных и Южных Курильских островах известково-щелочные лавы в той же последовательности начали изливаться в раннем миоцене, в центральной части Курильской дуги излияния этого времени не установлены.

В среднем миоцене в вулканической зоне Центральной Камчатки отлагалась осадочная толща, в которой лишь в северных участках отмечается присутствие туфов среднего и кислого состава. В этот период на северных и южных остро-

Таблица 25

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы вулканических пород Восточно-Азиатского вулканического пояса

Компоненты	Базальты (126)	Андезито-базальты (173)	Андезиты (121)	Андезито-дациты (26)	Дациты (167)	Липарито-дациты (33)	Липариты (373)
Окислы							
SiO ₂	49,82	54,67	59,13	62,61	66,02	69,67	74,11
TiO ₂	1,14	1,01	0,88	0,69	0,55	0,37	0,52
Al ₂ O ₃	17,57	17,73	17,06	16,55	15,68	14,82	13,51
Fe ₂ O ₃	4,16	3,71	3,32	2,61	2,13	1,51	1,18
FeO	5,19	4,25	3,30	2,22	2,14	1,28	1,02
MnO	0,15	0,11	0,12	0,28	0,10	0,08	0,06
MgO	5,10	3,56	2,74	1,49	1,08	0,64	0,41
CaO	7,84	7,02	5,28	3,80	3,02	2,14	1,00
Na ₂ O	3,25	3,33	3,42	4,06	3,86	3,41	3,35
K ₂ O	1,17	1,42	2,08	2,91	3,03	3,25	4,05
Коэффициенты							
FeO'	8,93	7,59	6,29	4,57	4,06	2,64	2,08
FeO'/MgO	1,75	2,13	2,30	3,07	3,76	4,13	5,07
KAl	22,62	22,10	20,75	19,97	18,46	17,15	15,17
Na ₂ O'	4,07	4,32	4,88	6,10	5,98	5,69	6,19
K ₂ O/Na ₂ O	0,25	0,30	0,43	0,50	0,55	0,67	0,85
a	0,46	0,44	0,38	0,26	0,23	0,18	0,09
Минералы							
кв	1,7	9,6	15,5	17,3	24,0	32,4	37,1
орт	7,5	8,6	12,5	17,7	18,3	20,0	24,4
аб	29,1	29,4	29,6	35,6	33,2	29,6	28,8
ан	31,2	30,4	26,3	18,9	15,4	10,9	5,1
ци	7,6	14,1	0,6	0,4	-	-	-
гп	14,3	10,4	8,8	4,9	4,3	2,4	1,1
мт	6,3	5,5	5,0	3,8	3,1	2,2	1,9
ил	2,2	2,0	1,7	1,4	1,1	0,8	0,9
кр	-	-	-	-	0,6	1,7	0,6
Сумма	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9

Примечание. См. табл. 2.

вах Курильской дуги также шло накопление осадочной толщи, но во второй половине миоцена возобновились излияния базальтов и андезито-базальтов, сменившиеся затем лавами и пирокластами среднего и кислого состава позднемиоцен-раннеплиоценового возраста. Среднемиоцен-раннеплиоценовые излияния распространялись также на вулканическую зону Центральной Камчатки и ее восточную ветвь - восточные полуострова. С этого же времени начались излияния известково-щелочных лав на Командорских и других островах Алеутской островной дуги.

Плиоцен-плейстоценовая и более поздняя вулканическая деятельность (в настоящей работе не рассматриваемая) продолжает периодически проявляться до настоящего времени в разных участках Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Исключением являются Командорские острова, где вулканическая деятельность не возобновлялась со среднего миоцена-раннего плиоцена. В течение этого позднего этапа изливаются преимущественно лавы более основного состава: андезиты-базальты и андезиты; кислые члены серии - дациты и особенно липариты - развиты значительно меньше. Однако общая направленность изменения состава известково-щелочных магматических расплавов в сторону возрастания их кислотности и содержания К выражена достаточно четко [Петрохимия..., 1966; Горшков, 1967].

Большое сходство петрохимических особенностей олигоцен-неогеновых известково-щелочных пород островных дуг северо-западного сектора Тихого океана и позднемезозойско-палеогеновых пород Восточно-Азиатского вулканического пояса иллюстрируется табл. 24 и 25 и фиг. 29. На графики нанесены усредненные составы вулканических пород Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (226 анализов) и Восточно-Азиатского пояса (1019 анализов). Они показывают, что химические составы пород островных дуг и вулканического пояса незначительно отличаются лишь по K_2O/Na_2O , которое заметно выше во всех разновидностях пород Восточно-Азиатского вулканического пояса. Но вулканиды позднеюрско-раннемелового возраста Тайгонско-Пьягинского участка (раннего этапа развития Охотско-Чукотского отрезка пояса), характеристика которых отображена на том же графике (по данным 53 анализов), сходны с породами островных дуг и по K_2O/Na_2O . Это подтверждает справедливость отнесения раннего этапа развития Восточно-Азиатского вулканического пояса к структурам типа островных дуг, аналогичным Курило-Камчатской и Алеутской островным дугам.

ГЛАВА ПЯТАЯ

МЕСТО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОИСКИХ СТРУКТУР СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Согласно современным теоретическим идеям, в развитии земной коры выделяются три последовательные стадии - океаническая, переходная и континентальная [Пейве и др., 1972, 1976; Марков, 1975; Книппер, 1975]. Перерождение океанической коры в переходную, а затем в континентальную происходит в результате процессов формирования гранитно-метаморфического слоя, первые проявления которых устанавливаются в островных дугах. Современные островные дуги вместе с глубоководными желобами и окраинными морями образуют тектонические системы, характерные для переходной стадии и наиболее четко выраженные на западной окраине Тихого океана. Применение метода актуализма при изучении строения восточной окраины Азиатского континента позволяет сделать некоторые выводы о типах позднемезозойских-раннекайнозойских структур, становлении континентальной коры и развитии гранитоидного магматизма, столь мощно проявившегося здесь в конце мезозоя-начале кайнозоя.

ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

В результате сравнения изложенных в работе материалов по олигоцен-неогеновым магматическим породам островных дуг северо-западной окраины Тихого океана и позднемезозойско-раннекайнозойского Восточно-Азиатского вулканического пояса, а также условиям их размещения устанавливается большое сходство между этими вулканогенными структурами. Им свойственны: 1) большая протяженность; 2) сочетание с глубокими прогибами (желобами), в раз-

личной степени заполненными терригенными осадками сходного состава; 3) тесная связь вулканических и интрузивных образований, составляющих единые вулканоплутонические формации; 4) некоторая неодновременность проявления магматической деятельности вдоль простирания структур, особенно в начальные этапы развития; 5) периодичность в проявлении магматизма, каждый раз начинающегося с пород более основного состава; 6) выдержанный известково-щелочной состав магматических пород, достаточно однородный на всем протяжении вулканогенной структуры; 7) направленность в общем ходе эволюции магматических расплавов в сторону увеличения их кислотности; 8) повышенная глиноземистость и невысокая магнезиальность основных членов вулканических и интрузивных серий – сравнительно с базальтами океанов; 9) относительно невысокая щелочность расплавов, резкое преобладание Na над K в ранних членах серий и возрастание содержания K в конечных членах при сохраняющемся $K_2O/Na_2O < 1$.

Все эти черты сходства подтверждают предположение, что Восточно-Азиатский вулканический пояс в позднем мезозое, на ранних этапах своего развития, являлся структурой типа островной дуги, которая сочеталась с глубокими прогибами, аналогичными глубоководному желобу. Позднемезозойские аналоги структурной пары дуга-желоб выявляются вполне определенно, но третий член этой тектонической системы – окраинные моря – устанавливается пока лишь для отдельных участков. Так, морские сеноман-туронские отложения внутренних районов Сихотэ-Алиня, синхронные вулканитам начального (островодужного) этапа развития Сихотэ-Алинского отрезка пояса, по-видимому, накапливались в остаточном бассейне окраинного моря [Меланхолина, Молчанова, 1977].

Современные структуры окраины Тихого океана характеризуются высокой активностью тектонических процессов, выражающейся не только в огромных масштабах вулканических излияний и в интенсивном погружении смежных прогибов, но и в значительных нарушениях изостазии и проявлениях сейсмичности. В настоящее время еще не установлены признаки проявления изостатической неуравновешенности и сейсмичности в геологическом прошлом, однако выявленные палеоаналоги тектонических структур, характерные для этих областей, позволяют предполагать существование изостатической неравновесности и их высокой сейсмичности также и в позднем мезозое-раннем кайнозое.

Одним из факторов, говорящих против отнесения раннего этапа развития Восточно-Азиатского вулканического пояса к структурным аналогам островных дуг, может служить строение ряда участков, на которых вулканогенная структура закладывалась не на океанической, а на уже сформированной континентальной коре дорифейского и раннепалеозойского возраста (отрезки юга п-ова Корея и Катази). Но размеры таких участков составляют относительно небольшую величину от огромной протяженности всего пояса. Кроме того, на простирании Курило-Камчатской островной дуги также имеются участки, в основании которых залегает более древняя континентальная кора (например, вулканическая зона Центральной Камчатки), и тем не менее не возникает сомнений, что вся структура в целом является единой островной дугой. Тот факт, что на всех участках этой структуры сохраняется весьма выдержанный известково-щелочной состав магматических пород, не зависящий от типа подстилающей коры, привел Г.С. Горшкова и Э.Н. Эрлиха к мнению, что зарождение магматических расплавов, давших эти известково-щелочные серии, происходит на глубинах, выходящих за пределы коры, т.е. в верхней мантии [Петрохимия..., 1966; Горшков, 1967, 1974; Эрлих, 1973; Эрлих, Мелекесцев, 1973].

На тех участках Курило-Камчатской островной дуги, в которых вулканические структуры начали формироваться в олигоцене или раннем миоцене, кислые члены серий представлены липаритами, правда, имеющими относительно небольшой удельный вес. Связанные с ними гранитоиды обычно образуют штоки и небольшие массивы (изредка они достигают значительных размеров, например Ахотенский массив в юго-восточной части Камчатки, Центральный массив хр. Вернадского на о-ве Парамушир), в составе которых значительную роль играют биотитовые и лейкократовые граниты. На участках, заложившихся лишь

в позднем миоцене–плиоцене, липариты отсутствуют, наиболее кислые породы имеют состав дацитов, а гранитоиды мелких штоков представлены кварцевыми диоритами и гранодиоритами. По-видимому, увеличение количества кислых пород связано с длительностью развития известково-щелочных магматических расплавов (или "зрелостью" островной дуги), по мере эволюции которых возрастают их кислотность, щелочность и т.д.

Подобные же изменения в соотношениях между породами основного и кислого состава происходили в ходе развития Восточно-Азиатского вулканического пояса: в ранний этап преобладают породы основного состава, затем постепенно возрастает роль кислых членов серий. В главный этап развития вулканического пояса происходило возрастание интенсивности тектонических дислокаций и расширение зоны магматической активности (в сторону континента), что приводило к окончательному становлению складчатых сооружений мезозой и формированию континентальной коры в пределах островной дуги, а затем во всей складчатой области. На различных участках пояса этот процесс, как и заложение пояса, происходил не вполне одновременно, но с какого-то времени Восточно-Азиатский вулканический пояс на всем протяжении уже представлял собой активную окраину новообразованного континента. В Охотско-Чукотском отрезке переход от стадии островной дуги к активной континентальной окраине происходил в апт-альбе, в Сихотэ-Алинском – в конце мела.

Вдоль края новообразованного континента продолжались интенсивные контррастные тектонические движения и поступления известково-щелочных расплавов, постепенно эволюционирующих. Расположенные с океанической стороны глубокие прогибы (аналоги глубоководных желобов) также продолжали развиваться, в них накапливались мощные толщи, материал которых поступал с разрушающегося края новообразованного континента.

Как было показано, в пределах вулканического пояса имеется большое количество массивов гранитоидов, тесно связанных с вулканическими толщами и образующих с ними единые вулканоплутонические формации. На отдельных поднятых участках активной континентальной окраины, где вулканические породы в той или иной степени оказались эродированными, массивы гранитоидов особенно многочисленны и нередко достигают очень крупных размеров. Не всегда устанавливается их непосредственная связь с вулканитами (например, в Охотском остаточном массиве, Мургалском поднятии и др.). Однако, судя по возрасту, петрографическому составу и петрохимическим особенностям этих гранитоидов, они имеют тесную связь с вулканическими породами и, по-видимому, представляют собой вскрытые эрозией корни вулканических структур или вторичные магматические очаги расплавов, поступавших с глубины.

Все сказанное достаточно определенно показывает, что Восточно-Азиатский пояс и связанные с ним гранитоиды не является каким-либо особым типом тектонических структур. В ранний этап развития (в приохотской части Охотско-Чукотского отрезка в юре-раннем мелу, а в Сихотэ-Алинском в позднем мелу) он являлся палеотектоническим аналогом островных дуг, тогда как в весь последующий период – аналогом позднемезозойско-кайнозойской и современной активной континентальной окраины типа Южной Америки [Пушаровский, Афромова, 1976; Пушаровский, Архипов, 1972; Пушаровский и др., 1975; Хаин, 1971; Ломизе, 1975; Милановский, 1975].

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ МЕЗОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Выводы, полученные из рассмотрения условий формирования Восточно-Азиатского вулканического пояса и связанных с ним гранитоидов, позволяют, как нам кажется, подойти к рассмотрению структурного положения гранитоидов Верхояно-Колымской мезозойской складчатой области. Как уже говорилось, Главный интрузивный пояс этой области, в котором сосредоточено как наибольшее количество, так и наиболее крупные массивы гранитоидов, располагается вдоль шовной зоны, ограничивающей с северо-востока Иньяли-Дебинский синклинорий. Полученные за последние годы материалы показали, что в конце палеозоя-начале мезозоя здесь образовались разломы глубокого заложения, по

Таблица 26

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы гранитоидов Восточно-Азиатского вулканического пояса

Компоненты	Габбро (53)	Габбро-диориты (49)	Диориты (161)	Кварцевые диориты (116)	Гранодиориты (184)	Граниты (191)	Лейкократовые граниты (363)
Оксиды							
SiO ₂	49,42	54,69	59,48	63,95	66,50	71,35	75,01
TiO ₂	1,14	0,97	0,77	0,60	0,46	0,28	0,14
Al ₂ O ₃	18,43	18,29	17,27	16,35	15,99	14,49	13,25
Fe ₂ O ₃	3,57	2,45	2,36	1,93	1,70	1,34	0,85
FeO	5,50	5,34	4,28	3,24	2,48	1,64	1,21
MnO	0,19	0,13	0,13	0,08	0,08	0,06	0,05
MgO	5,67	3,87	2,89	2,10	1,50	0,68	0,33
CaO	9,15	6,82	5,47	4,08	3,15	1,70	0,71
Na ₂ O	2,82	3,35	3,51	3,72	3,80	3,71	3,47
K ₂ O	1,09	1,64	2,09	2,57	3,01	3,72	4,42
Коэффициенты							
FeO'	8,71	7,55	6,40	4,98	4,01	2,85	1,98
FeO'/MgO	1,54	1,95	2,22	2,37	2,67	4,19	5,98
K _{Al}	23,32	22,25	20,58	19,09	18,49	16,44	14,76
Na ₂ O'	3,58	4,50	4,97	5,52	5,91	6,31	6,56
K ₂ O/Na ₂ O	0,27	0,34	0,42	0,48	0,56	0,70	0,89
a	0,53	0,45	0,38	0,30	0,24	0,13	0,07
Минералы							
кв	0,6	6,8	13,8	19,1	23,2	31,3	35,4
орт	6,9	9,6	12,4	15,8	18,0	22,3	26,2
аб	24,3	28,8	29,8	31,8	32,4	32,3	29,4
ан	35,3	31,4	26,0	20,5	15,8	8,5	3,9
ди	9,4	3,0	1,4	-	-	-	-
гп	15,7	14,6	11,5	8,8	6,3	1,8	2,1
мт	5,5	3,8	3,6	2,8	2,6	1,9	1,4
ил	2,2	2,0	1,5	1,2	0,9	0,6	0,3
кр	-	-	-	-	0,8	1,3	1,3
Сумма	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. См. табл. 2.

которым произошло раскалывание древней континентальной коры и раздвигание отколовшихся блоков.

Предполагается, что Иньяли-Дебинский синклиниорий с его большими мощностями мезозойских отложений является рифтовой структурой [Шило и др., 1973; Тильман и др., 1975]. Кажется более вероятным, что он сформирован ступенчатым опусканием краевой части континентальной плиты, поскольку рифтовые структуры свойственны сводовым частям крупных поднятий, не имевшим места в данном случае. К северо-востоку от Иньяли-Дебинского синклинория в результате раздвига образовалась обширная область Алазейско-Олойской и Ги-

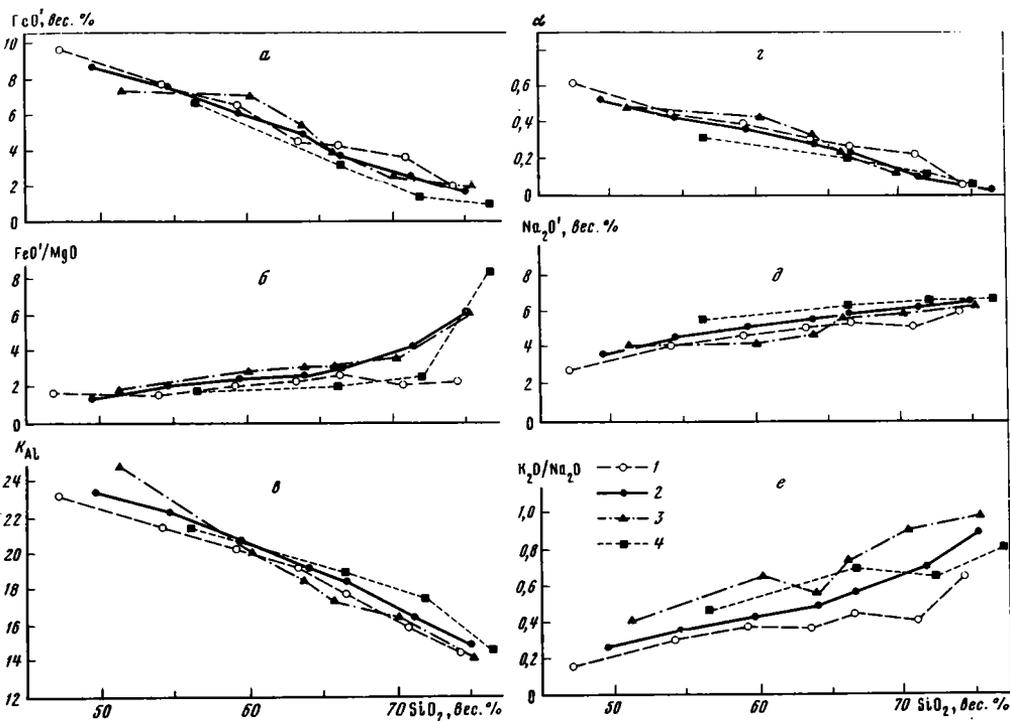
Таблица 27

Средние химические (вес.%) и нормативные (%) составы неогеновых гранитоидов островных дуг северо-западной части Тихоокеанского пояса

Компо- ненты	Габбро (23)	Габбро- диориты (29)	Диориты (59)	Кварце- вые дио- риты (28)	Гранодио- риты (27)	Граниты (24)	Лейкокра- товые граниты (11)
Окислы							
SiO ₂	47,37	54,16	59,20	63,56	66,45	70,98	74,39
TiO ₂	0,94	0,90	0,67	0,59	0,47	0,45	0,42
Al ₂ O ₃	17,78	17,15	16,91	16,18	15,09	14,19	12,87
Fe ₂ O ₃	4,27	3,73	2,99	2,12	2,28	1,54	0,98
FeO	5,79	4,30	3,90	2,90	2,38	2,33	1,31
MnO	0,14	0,16	0,11	0,10	0,10	0,08	0,13
MgO	5,93	4,60	3,35	2,24	1,82	1,87	0,69
CaO	11,17	7,87	6,12	4,67	3,99	2,83	1,03
Na ₂ O	2,33	3,13	3,34	3,76	3,79	3,72	3,63
K ₂ O	0,56	1,40	1,82	1,91	2,35	2,10	3,36
Коэффициенты							
FeO'	9,63	7,66	6,59	4,81	4,43	3,72	2,19
FeO'/MgO	1,62	1,66	1,98	2,15	2,44	1,99	2,13
K _{Al}	23,12	21,38	20,29	19,06	17,60	15,88	14,42
Na ₂ O'	2,72	4,11	4,62	5,10	5,44	5,19	5,98
K ₂ O/Na ₂ O	0,17	0,31	0,38	0,36	0,43	0,40	0,65
a	0,61	0,45	0,40	0,33	0,27	0,25	0,09
Минералы							
кв	0,3	7,5	14,8	21,2	24,2	32,2	37,8
орт	3,4	8,5	11,1	11,6	14,1	12,5	20,5
аб	20,6	27,2	29,6	33,5	32,4	32,3	31,2
ан	37,8	29,5	27,1	22,7	17,5	14,6	5,1
ди	15,6	8,6	3,8	1,0	2,1	-	-
гп	13,9	11,6	7,5	5,5	5,6	4,8	1,8
мт	6,5	5,4	4,6	3,1	3,2	2,2	1,4
ил	1,9	1,7	1,5	1,3	0,9	0,9	0,8
кр	-	-	-	-	-	0,5	1,4
Сумма	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0

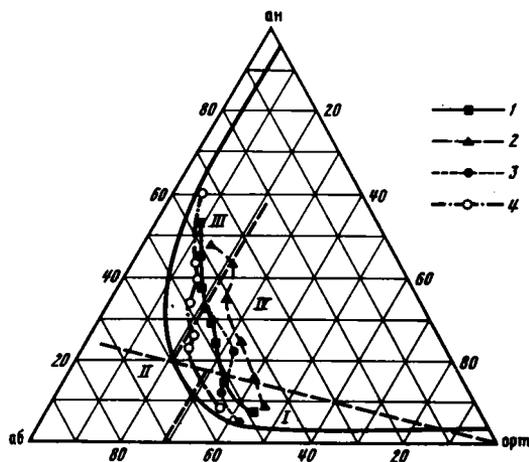
Примечание. См. табл. 2.

жигинской регенерированных эвгеосинклиналиных мезозойских систем, располагавшихся на резко утоненной континентальной коре или даже непосредственно на коре океанического типа. Излияния вулканического материала основного, среднего и в меньшем количестве кислого состава, происходившие в средней и поздней юре в Ильинь-Тасской зоне, соседней с Иньяли-Дебинским синклиниорием, возможно, связаны с заложением здесь островной дуги юрского возраста [Красный, 1974]. В таком случае Иньяли-Дебинский синклиниорий в этот период мог представлять собой впадину окраинного моря.



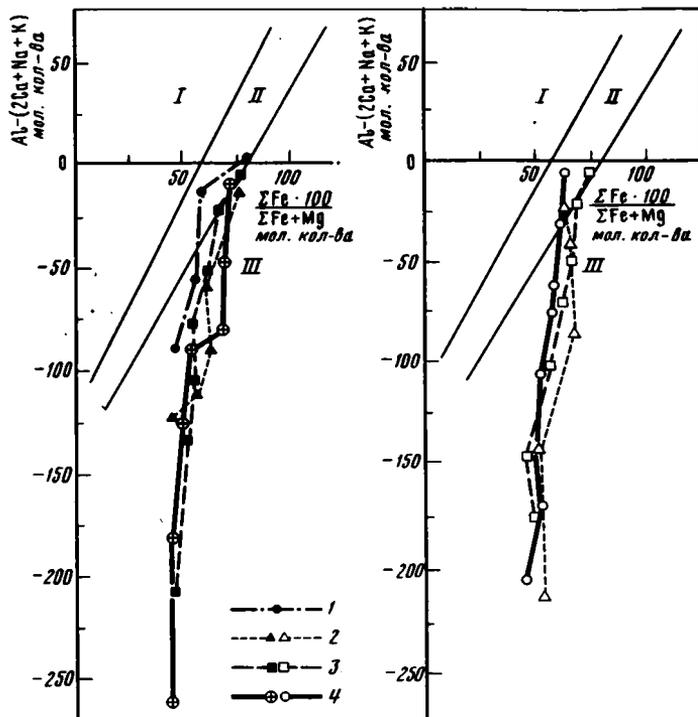
Фиг. 30. Диаграммы петрохимических характеристик (а-е) гранитоидов: островных дуг (1), Восточно-Азиатского вулканического пояса (2), Верхояно-Колымской складчатой области (3) и юго-восточной части Сибирской платформы (4)

Фиг. 31. Положение нормативных составов полевых шпатов гранитоидов на диаграмме И.О'Коннера [O'Connor, 1965]: Восточно-Азиатского вулканического пояса (1), Верхояно-Колымской складчатой области (2), юго-восточной части Сибирской платформы (3), неогеновых гранитоидов островных дуг (4). Поля: I – гранитов, II – трондьемитов, III – тоналитов, IV – адалелитов



Вулканические излияния продолжались в конце юры и в первой половине мела в условиях общего поднятия и формирования континентальной коры в Алазейско-Олойской геосинклинальной области. Магматические расплавы поступали вдоль той же зоны разломов, еще долгое время сохранявшей тектоническую подвижность. Вулканиды распространялись на более широкой площади, но в современной структуре сохранились лишь в узких грабенах Уяндино-Ясачинского пояса [Принберг и др., 1974]. С ними тесно связаны не только мелкие массивы гранитоидов в пределах вулканических полей, но и крупные массивы гранитоидов Главного интрузивного пояса [Рудич, 1966; Молчанова, 1971], представляющие собой единые вулканоплутонические формации.

По химическому составу вулканоплутонические формации Верхояно-Колым-



Фиг. 32. Сводная диаграмма глиноземистости-железистости магм (по В.А. Кутолину [1964]) для гранитоидов (а) и вулканических пород (б): юго-восточной части Сибирской платформы (1), Верхояно-Колымской складчатой области (2), Восточно-Азиатского вулканического пояса (3), олигоцен-неогеновых островных дуг (4). Поля: I – гранитных магм, II – неопределенных решений, III – базальтовых магм.

ской складчатой области принадлежат к известково-щелочному типу пород. Вулканы очень близки не только к породам Восточно-Азиатского вулканического пояса, но и к олигоцен-неогеновым породам островных дуг северо-западного сектора Тихого океана (см. фиг. 29). Вулканические породы этой области отличаются более высоким содержанием суммарного железа (FeO) при меньшем коэффициенте глиноземистости и количестве суммарной щелочности (Na_2O). Во всей вулканической серии Верхояно-Колымской складчатой области $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ значительно выше, чем у олигоцен-неогеновых вулканических пород островных дуг, что указывает на их большее обогащение К.

Сопоставление химических составов гранитоидов вулкано-плутонических формаций Восточно-Азиатского пояса и неогеновых гранитоидов островных дуг с гранитоидами Верхояно-Колымской складчатой области, иллюстрируемое табл. 26, 27 и фиг. 30, указывает на их большое сходство. Гранитоиды Верхояно-Колымской области по коэффициентам глиноземистости и известковистости, общей щелочности (Na_2O) близки к неогеновыми гранитоидами островных дуг и гранитоидами вулканического пояса. Наиболее существенное различие выявляется в $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (см. фиг. 30, е), где кривая гранитоидов Верхояно-Колымской складчатой области располагается значительно выше других кривых, особенно относительно кривой неогеновых гранитоидов островных дуг. Обогащение К гранитоидов Восточно-Азиатского пояса относительно гранитоидов островных дуг объясняется главным образом общим кодом эволюции магматических расплавов по мере развития островных дуг и преобразования их в активные континентальные окраины. Еще более высокое содержание К в гранитоидах Верхояно-Колымской складчатой области может быть связано с интенсивными процессами послемагматического калиевого метасоматоза. Кроме того, могли также сказаться реакции взаимодействия гранитоидов с вмещающими карбонатными породами на месте становления массивов.

Последовательное увеличение роли К в этих трех гранитоидных сериях отражается и на треугольной диаграмме составов полевых шпатов из богатых кварцем пород [O'Connor, 1965], на которую нанесены их нормативные составы (фиг. 31). Они дают кривые, расположенные довольно близко друг к другу и проходящие из поля тоналитов через поле адамеллитов в поле гранитов, причем кривая гранитоидов островных дуг находится левее других, ближе к альбитовой вершине, кривая гранитоидов вулканического пояса занимает промежуточное положение, а кривая гранитоидов Верхояно-Колымской складчатой области смещена ближе к ортоклазово-альбитовой вершине треугольника.

Характерное для гранитоидов Верхояно-Колымской складчатой области высокое содержание кремнекислоты (около 75%) и присутствие таких высокоглиноземистых минералов, как гранат и др., указывают на их образование в "сухих" условиях, что подтверждается и диаграммой Таттла-Боуэна и Лутса, на которой граниты этой области располагаются вблизи изобары $P_{H_2O} = 1-2$ кбар (см. фиг. 8) [Штейнберг и др., 1968; Виноградов, 1971; Дубровский, 1971; Ферштатер, 1973; Штейнберг, 1974, 1975; Молчанова, 1973]. Происхождение гранитоидов и вулканитов Верхояно-Колымской области подтверждается также диаграммой глиноземистости-железистости магм (по В.А. Кутолину), на которой вулканические породы и гранитоиды располагаются в полях базальтовой магмы (фиг. 32).

Все эти характеристики магматических пород Верхояно-Колымской складчатой области не позволяют согласиться с тем, что давшие их магматические расплавы имеют внутрикоровое происхождение (В.Т. Матвеевко, Е.Т. Шаталов, И.А. Загрузина, Г.А. Гринберг и др.). Более вероятно, что они, как и магматические породы Восточно-Азиатского вулканического пояса, на ранней стадии развития образовались из расплавов, поступавших из верхней мантии или в структуры типа островной дуги, или вдоль краевых разломов, разделяющих крупные блоки с континентальной и океанической корой. В более позднюю стадию поступление расплавов продолжалось по тем же системам разломов, сохранявшим свою активность и в послескладчатый период и проникавшим в подкоровые глубины.

По всей вероятности, подобный же генезис имеют и вулканические породы внутриматериковых вулканических зон, развитых в Западной Чукотке. Они приурочены к системе разломов, разделявших в мезозое Алазейско-Олойскую эвгеосинклиналиную и Анюйско-Чукотскую миогеосинклиналиную области и имеют тот же юрско-раннемеловой возраст, что и вулканиты Илин-Тасской и Уяндино-Ясачинской зон.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Мезозойские гранитоиды юго-восточной окраины Сибирской платформы обычно связывают с активизацией древней консолидированной области, обязанной развитию кайнозойской геосинклиналиной системы, располагавшейся на востоке и удаленной на расстояние свыше 1000 км. Юго-восточная окраина Сибирской платформы вместе с Северо-Китайской платформой в мезозое испытывала коробление жесткого основания (процесс аркогенеза), в результате которого образовались сводовые поднятия, вытянутые в субширотном направлении, почти перпендикулярном простиранию кайнозойской геосинклиналиной области. Система сводовых поднятий юго-восточной окраины Сибирской платформы отделена от палеозойской складчатой области зоной крупных разломов, заложившейся еще в докембрии или в раннем палеозое и подновлявшейся в мезозое. По мере роста сводовых поднятий в осевых частях сводов и в других местах перегибов жесткого основания возникали разломы типа рифтов, вдоль которых размещались грабенообразные прогибы [Пушаровский, 1972].

Прогибы выполнялись осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими толщами преимущественно среднего и кислого состава. Возраст отложений в прогибах меняется от триасового на западе до мелового на востоке.

С этими разломами связано также размещение нередко очень крупных массивов гранитоидов, возраст которых меняется в тех же пределах и также с запада на восток. Наиболее основные члены гранитоидной серии, представленные диоритами, имеют ограниченное распространение: преобладают гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты. Лейкократовые граниты развиты значительно меньше и обычно встречаются на более возвышенных участках.

По внешнему облику и петрохимическому составу гранитоиды юго-восточной части Сибирской платформы отличаются значительным разнообразием. Наиболее распространены среднезернистые биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты, нередко содержащие крупные порфиробласты калинатрового полевого шпата, очень сходные с гранодиоритами и гранитами крупных массивов Верхояно-Колымской складчатой области и Восточно-Азиатского пояса.

Сходство между гранитоидами этих трех регионов прослеживается и в их петрохимических характеристиках (см. фиг. 30). Особенно близки между собой гранитоидные серии по суммарному количеству железа (FeO') и FeO'/MgO для более основных членов серии. Однако FeO'/MgO значительно снижается у гранитов юго-восточной части Сибирской платформы. Отличаются они и по коэффициенту глиноземистости: у гранитоидов этого региона он несколько выше, чем у гранитоидов Верхояно-Колымской области. Но, несмотря на это, в них не отмечается присутствие граната и других богатых глиноземом минералов, характерных для гранитов Верхояно-Колымской складчатой области. Вся гранитоидная серия юго-восточной части Сибирской платформы имеет более высокую общую щелочность (Na_2O'), заметно превышающую общую щелочность таких же пород Верхояно-Колымской области, при этом K_2O/Na_2O несколько ниже, чем в последних, и выше, чем в гранитоидах Восточно-Азиатского вулканического пояса (см. фиг. 30, *д, е*).

В целом гранитоиды юго-восточной части Сибирской платформы также принадлежат известково-щелочному типу пород, в которых Na во всех разновидностях преобладает над K, даже в наиболее кислых лейкократовых гранитах $K_2O/Na_2O < 1$. На треугольной диаграмме составов полевых шпатов [O'Connor, 1965] нормативные составы полевых шпатов гранитоидов юго-восточной части Сибирской платформы отражаются ломаной кривой, лежащей в пределах поля аламельлитов и гранитов, между соответствующими линиями гранитоидов Восточно-Азиатского пояса и Верхояно-Колымской области (см. фиг. 31). Это говорит о меньшей роли нормативного ортоклаза в составе полевых шпатов гранитоидов рассматриваемого района по сравнению с гранитоидами Верхояно-Колымской складчатой области.

Таким образом, гранитоиды юго-восточной части Сибирской платформы по своим петрохимическим характеристикам занимают как бы промежуточное положение между гранитоидами Восточно-Азиатского пояса и Верхояно-Колымской складчатой области и тем самым могут быть отнесены к гранитоидам того же типа, т.е. сформировавшимся из "сухой" базальтовой магмы. Это подтверждается высоким содержанием SiO_2 в лейкократовых гранитах, достигающим 76%, а также положением этих гранитов на диаграмме Таттла-Боуэна и Лутса (см. фиг. 8), где они помещаются на изобаре $P_{H_2O} = 0,5-1$ кбар.

На диаграмме глиноземистости-железистости лейкократовые граниты серии юго-восточной части Сибирской платформы попадают в край поля базальтовой магмы (см. фиг. 32), хотя диориты этой серии располагаются левее основных членов гранитоидных серий других регионов, в поле II - неопределенных решений.

Юго-восточная часть Сибирской платформы представляет собой область с докембрийской континентальной корой. Южный ее край в раннем палеозое подвергался процессу деструкции, в результате которого произошло дробление континентальной плиты, раздвигание вдоль крупных разломов глубокого заложения отдельных континентальных блоков и формирование палеозойской Монголо-Охотской геосинклинальной области. К концу палеозоя в этой области формирова-

лась позднепалеозойская континентальная кора, спаявшая отдельные блоки древней коры. По крупным разломам, заложившимся еще в докембрии и раннем палеозое, поступали гранитоидные расплавы, давшие многочисленные массивы палеозойских гранитоидов. В мезозое в связи с развитием сводовых поднятий образовались новые и подновлялись древние разломы, такие, как Монголо-Охотский шов, Становая зона и другие, послужившие путями проникновения магматических расплавов. В результате были сформированы крупные массивы мезозойских гранитоидов.

Из этого следует, что условия образования мезозойских гранитоидов (и вулканических пород, слагающих узкие грабенообразные прогибы в юго-восточной части Сибирской платформы) существенно отличались от условий формирования магматических пород в Восточно-Азиатском вулканическом поясе и в Верхояно-Колымской мезозойской складчатой области. Несмотря на это, по своим петрографическим и петрохимическим характеристикам, как видно из приведенных данных, гранитоиды всех трех регионов весьма сходны. Можно предположить, что жесткое коробление древней континентальной плиты, образование сводовых поднятий и поступление магматических расплавов связано с теми же процессами, происходящими на больших глубинах (в верхней мантии или в более глубоких ее областях), которым обязано проявление мощного магматизма островных дуг и активных континентальных окраин. Возможно, некоторым подтверждением этого предположения является устанавливаемое геофизическими методами уменьшение мощности "гранитного" и увеличение "базальтового" слоя в области сводовых поднятий, хотя не исключено, что эти изменения в мощностях слоев коры могли происходить в более позднее время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

О ПУТЯХ ГЕНЕРАЦИИ РОДОНАЧАЛЬНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ

Вопрос о происхождении родоначальных расплавов гранитов издавна обсуждался и продолжает обсуждаться в отечественной и зарубежной литературе, однако он все еще далек от разрешения. Большинство исследователей рассматривают гранитные плутоны как самостоятельные образования, не связывая их с проявлениями кислого вулканизма. В значительной мере это объясняется фактом, отмеченным еще Ф.Ю. Левинсон-Лессингом: среди вулканических продуктов преобладают базальтоиды, а среди плутонических – гранитоиды. Это и послужило основанием для его гипотезы о двух родоначальных магмах [Левинсон-Лессинг, 1934; Дели, 1936]. У.Кеннеди и Е.Андерсон [Kennedy, Anderson, 1938] выделили плутонические и вулканические ассоциации гранитов. Но обе эти ассоциации считались образованиями корового происхождения. Такой крупный петролог, как Х.Рид [1949], хотя и различал "граниты и граниты", одни из которых являются метаморфическими, анатектическими, автохтонными, а другие – магматическими, интрузивными, аллохтонными, однако считал, что обе эти группы тесно связаны: аллохтонные образуются в результате отжимания анатектического расплава.

По представлению Х.Рида, граниты и базальты генетически связаны общим первоисточником (расплавленной симой), который в образовании гранитной магмы послужил толчком (в смысле дополнительного тепла), приведшим к началу гранитизации. Кроме того, сима является источником флюидов, содержащих щелочи, так как их количество в отложениях глубоких геосинклинальных прогибов, в нижних частях которых идет гранитизация и анатексис, меньше, чем в гранитоидах [Рид, 1957]. Близкие с этими взгляды высказывали Ф.Тернер и Дж.Ферхуген [1961], П.Бейтман [Bateman et al., 1963], У.Гамильтон и У.Майерс [Hamilton, Myers, 1967], Д.Бейли [1972], П.Харрис и др. [1972] и др., а в отечественной литературе – Ю.А. Кузнецов [1964], Ю.М. Шейнманн [1976], В.С. Соболев [1976], Ф.А. Летников [1974] и др. Следует заметить, что в большинстве случаев исследователи имеют в виду источники гранитных расплавов, давшие крупные массивы батолитового типа, но при этом нередко оговариваются, что мелкие штоки, купола и линзы гранитного состава могли образоваться из базальтовой магмы при далеко зашедших процессах ее дифференциации.

Изучение мезозойских вулканических пород Восточно-Азиатского вулканического пояса, а также мезозойских вулканических западных штатов США и Андийского вулканического (Арауканского) пояса показывает, что в их составе, кроме андезитов, весьма существенную роль играют вулканы дацитового и липаритового состава, дающие толщи большой мощности. Это в значительной мере опровергает господствующее представление о преимущественно плутонической форме проявления кислого магматизма, а для мезозойского времени показывает совершенную его неправомочность. Тесная связь кислых вулканических с интрузиями гранитоидов позволила Е.К. Устиеву [1959, 1963а,б] выделить особый класс вулканоплутонических формаций, однако это не привело его к пересмотру свойств гранитных расплавов и условий их кристаллизации: он считал, что кислые магматические расплавы, давшие мощные толщи кислых вулканических Восточно-Азиатского и других вулканических поясов, формировались в пределах континентальной коры. Доказательство этого он видел в большой мощности континентальной коры в основании таких поясов в отличие от современных островных дуг. Близких воззрений придерживаются В.Ф. Белый [1977] и Н.И. Филатова [1974].

По мнению У.Гамильтона [1970; Hamilton, 1964; Hamilton, Myers, 1968; и др.], кислые магмы в древних островных дугах или в континентальных окраинах могли образоваться за счет базальтовой магмы, состав которой изменялся по мере ее подъема в верхние горизонты в результате ассимиляции пород континентальной коры, через которую она проходит. В конечном счете получающийся кислый расплав обязан исходной базальтовой магме только начальным энергетическим импульсом и некоторым количеством наиболее летучих компонентов.

Вместе с тем экспериментальные исследования по плавлению гранитов при различных давлениях паров воды [Tuttle, Bowen, 1958; Luth et al., 1964; и др.] показывают, что их эвтектический состав изменяется в зависимости от величины P_{H_2O} . Гранитная магма, образующаяся в пределах континентальной коры в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, обогащена водой и характеризуется давлением паров воды от 3–5 кбар и более и относительно невысокой температурой расплава (670°C). При подъеме такой магмы вверх она быстро теряет воду и кристаллизуется на глубине, давая абиссальные граниты с содержанием SiO_2 72–73%. Происходящий при этом вынос воды из магмы сводит к интенсивным гидротермальным изменениям боковых пород.

Сухой или маловодный гранитный расплав дает эвтектику при $P_{H_2O} = 0,5 - 1$ кбар ($\sim 3\% \text{H}_2\text{O}$); такой расплав имеет температуру $750-900^{\circ}\text{C}$ и отличается высоким содержанием SiO_2 (74–76%). При подъеме этот высокотемпературный, бедный водой расплав может достигать поверхности без изменения своего жидкого состояния или кристаллизоваться на любых высоких уровнях [Штейнберг и др., 1968; 1971; Соболев и др., 1970; Грин, Ламберт, 1970; Раст, 1972; Файф, 1972; Харрис и др., 1972; Ферштатер, 1973; Штейнберг, 1975; Лутц, 1975]. Граниты, выкристаллизовавшиеся из такой сухой или маловодной магмы, характеризуются более основным плагиоклазом, большим количеством кварца (35%), присутствием граната и пироксена и широким развитием гранофировых структур; с подобными гранитами редко связаны пегматиты и ореолы гидротермально-измененных пород [Раст, 1972; Ферштатер, 1973; Штейнберг, 1975].

Поскольку сухие или маловодные кислые расплавы могут подниматься вверх на любой уровень, совершенно понятна тесная связь вулканических и интрузивных пород. Препятствием для достижения поверхности тех порций магмы, которые образуют массивы гранитоидов, по-видимому, могут служить конкретные условия их локализации, например образование малопроницаемой крышки вулканических пород, закристаллизовавшейся из более ранней порции магмы. Присутствие значительных количеств кислых вулканитов в составе андезит-дацит-липаритовых (риолитовых) известково-щелочных серий, преимущественно представленных андезитами и дацитами, не позволяет отрывать генезис кислых пород от генезиса всей остальной серии. Таким образом, следует рассматривать вопрос не столько о происхождении гранитной магмы, сколько о происхождении всей известково-щелочной серии пород в целом.

Вопрос образования магматических пород в тектонически активных областях современных островных дуг изучается вулканологами, тектонистами, петрологами, геохимиками и геофизиками. В результате такого комплексного исследования выявляется связь известково-щелочного магматизма с процессами, идущими в верхней мантии, в слое пониженных скоростей и, может быть, на больших глубинах. Выяснение характера связи этих процессов находится только в самом начале и потребует еще продолжительных исследований.

В настоящее время широкое признание получила гипотеза тектоники плит. Особенно большое значение она приобретает в вопросе о происхождении магматических расплавов известково-щелочного состава, так как, по мнению ряда петрологов, их образование связано с процессами, идущими в сейсмофокальных зонах [Гамильтон, 1970; Дрейк, 1972; Грин, 1975; и др.]. Тесная связь сейсмических явлений и вулканизма подтверждается современными вулканологическими и сейсмологическими исследованиями, и значение зон Бенъофа в формировании магматических расплавов островных дуг не вызывает сомнения. Но

конкретные процессы, идущие в этих зонах и приводящие к генерации магм, изучены еще далеко не достаточно, что приводит к существованию различных точек зрения.

Среди петрологов широко принято представление (сходное с представлением У.Гамильтона) о том, что базальтовые расплавы, образующиеся тем или иным путем из вещества верхней мантии, при подъеме вверх и прохождении через континентальную кору ассимилируют сиалический материал и дают магмы андезитового (гранодиоритового) и более кислого состава. В противоположность этому представлению Г.С. Горшков [1956, 1967, 1974 и др.] на примере изучения магматических очагов Ключевского вулкана, всей Курило-Камчатской и других островных дуг показал, что известково-щелочные лавы андезит-дацит-липаритового состава изливаются в дугах, заведомо заложившихся на коре океанического типа, где кислый сиалический материал отсутствует и, следовательно, его ассимиляция невозможна. К таким же выводам о глубинном генезисе андезитовых магм разными путями пришли многие петрологи, что нашло отражение в большинстве докладов, зачитанных на симпозиуме, посвященном андезитовой проблеме (состоявшемся в 1969 г. в Орегоне, США) [Горшков, 1970].

Сейсмологические, петрохимические и другие исследования показали, что базальтовые расплавы в океанических областях могут зарождаться в интервале глубин 35–70 км, тогда как известково-щелочные расплавы в островных дугах формируются на глубинах 120–130 км [Горшков, 1974; Федотов, 1974]. Одним из существенных затруднений при таком глубинном зарождении магматических расплавов являлся вопрос о возможности их подъема в верхние горизонты. Разные авторы предлагали различные механизмы подъема, в том числе газовый перенос и вскипание расплава, тектоническое выжимание, увеличение давления при плавлении и т.д. [Раст, 1972]. По-видимому, все эти механизмы в той или иной мере участвуют в подъеме магм, но, вероятно, одним из главных является механизм гидростатических сил [Федотов, 1974], обоснованный расчетами плотности и вязкости расплавов при различных давлениях и температурах.

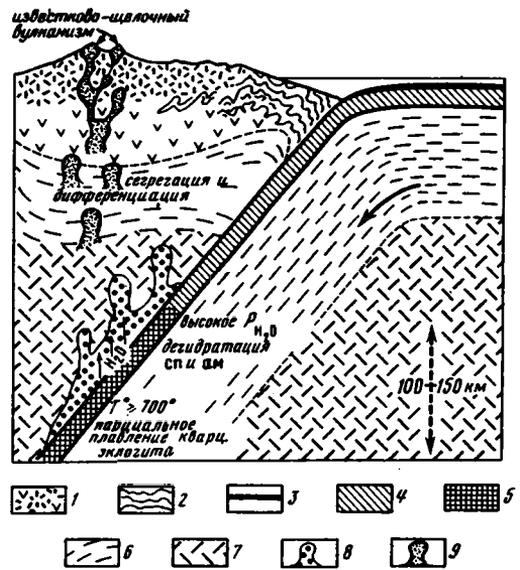
Многочисленные эксперименты, проводившиеся в последние годы по плавлению пиролита, базальтов, андезитов и других пород, ставили своей задачей изучить поведение главных петрогенных элементов при различных физико-химических параметрах для выяснения условий отделения расплавов и их кристаллизации, в результате которых получается все разнообразие магматических пород [Йюдер, Тилли, 1965; Грин Д., Рингвуд, 1968; Грин, Ламберт, 1970; Сугимира, 1970; Кусиро и др., 1971; Хитаров и др., 1971; Хитаров, Пугин, 1974; Ито, Кеннеди, 1972; Рингвуд, 1972; Перчук, 1973; Жариков и др., 1974; Макарушев, Яковлева, 1975; Matsumoto, 1965; Ringwood, Green, 1966; Green et al., 1967; Green, Ringwood, 1967, 1969; Green, 1972; Kushiro, 1968, 1972; Jakes, White, 1971; Lambert, Wyllie, 1972, 1974; Egger, 1974; Mijashiro, 1974; Ringwood, 1974; Marsh, 1976; Marsh, Carmichael, 1974; Mysen et al., 1974; и др.].

Эти исследования показали, что выплавление и состав расплавов зависят не только от температуры и давления, функцией которых является степень плавления, но и от количества воды (и других летучих компонентов). Так, присутствие даже небольшого количества воды (0,1–0,2%) существенно влияет на состав базальтового расплава, образующегося при парциальном плавлении пиролита [Грин, 1975; Anderson, Sammis, 1970].

Происхождение магматических расплавов, дающих базальт-андезит-дацит-липаритовые серии островных дуг, представляет собой сложную петрологическую проблему. При ее изучении многие петрологи-экспериментаторы (Т.Х.Грин, Д.Х. Грин, А.Рингвуд, И.Кусиро, А.Миясиро, Р.Жакес, А.Уайт, И.Ламберт, Р.Уилл и др.) исходят из упрощенной схемы тектоники плит. Согласно этой схеме океаническая плита, перекрывая океаническими осадками небольшой мощности, поддвигается под близ расположенную континентальную плиту по сейсмофокальной зоне (зоне Бенъофа), наклоненной под некоторым углом под континент, и погружается на значительную глубину (700–1000 км). Образова-

Фиг. 33. Схема развития поздней фазы формирования островной дуги

1 — континентальная кора; 2 — складчатые комплексы; 3 — океанические осадки; 4 — океаническая кора; базальты, габбро, зеленые сланцы, амфиболиты, серпентиниты; 5 — кварцевые эклогиты; 6 — перидотитовая литосфера; 7 — пиролит; 8 — диапировые поднятия и плавление "мокрого" пироксенита; 9 — известково-щелочная магма; сп — серпентин, ам — амфибол



ние известково-щелочных расплавов, по мнению этих исследователей, может происходить в пределах сейсмофокальной зоны и в перекрывающей ее пластине верхней мантии, под которую она подвигается. По мере погружения (субдукции) океанической плиты и перекрывающих ее осадков возрастает давление нагрузки и повышается температура, т.е. изменяются термобарические условия плавления вещества, происходящего при насыщении водой, поступающей из погрузившихся серпентинизированных базальтов и океанических осадков в результате их метаморфизма. Эти породы последовательно претерпевают превращения от голубых сланцев через амфиболиты в эклогиты — в более глубоких частях сейсмофокальных зон — и выделяют при этом значительное количество воды.

Синтезируя современные исследования экспериментальной петрологии, А.Э.Рингвуд [Ringwood, 1974] и почти одновременно с ним Д.Х. Грин [1975] предложили в общем сходные схемы петрогенезиса магматических пород островных дуг. При этом авторы оговариваются, что данные схемы являются идеализированными и весьма упрощенными по сравнению с теми сложными процессами, которые происходят в действительности. Согласно упрощенной схеме, предложенной А.Э. Рингвудом, образование расплавов, дающих всю серию пород островных дуг, происходит в две фазы: в более раннюю — толентовую (менее глубинную) и более позднюю — известково-щелочную (более глубинную). В первую фазу, при опускании подвигающейся плиты по зоне Беньофа, слагающие ее породы при температурах не более 650–700°C и давлении около 10–20 кбар превращаются в эклогит с выделением воды. Образующаяся вода проникает в мантию и вызывает уменьшение ее вязкости, в результате чего мантийный пиролит поднимается в виде диапиров, в которых происходит плавление и фракционирование расплава на кристаллизующийся оливин (+пироксен и амфибол) и водную толентовую магму ранней островодужной стадии. Дальнейшее опускание плиты вдоль сейсмофокальной зоны до глубин 100–300 км, сопровождающееся повышением температуры, приводит к плавлению кварцевого эклогита. На фиг. 33 рассматривается поздняя фаза развития островной дуги, вызванная парциальным плавлением подвинутой океанической коры и реакциями жидкостей с мантией под зоной Беньофа, приводящими к диапировому поднятию и образованию известково-щелочных магм. В результате фракционирования такого расплава при давлении паров воды в 3–5 кбар, контролируемого кристаллизацией граната и пироксена, сначала образуется расплав состава андезита, так как при давлении 20–40 кбар температура его плавления наиболее низка [Грин Г., Рингвуд, 1968; Green, 1972; Ringwood, 1974]. При дальнейшем увеличении кислотности происходит образование расплавов дацитового и риодацитового состава (в результате возрастания кристаллизации граната и пироксена — компонентов, бедных кремнекислотой). Выпадение из расплава пироксена, содержащего Na, приводит, кроме того, к увеличению K_2O/Na_2O , а выпадение гра-

ната – к обогащению легкими редкими землями, поскольку тяжелые редкие земли захватываются кристаллизующимся гранатом.

Согласно изложенной схеме А.Э. Рингвуда и данным Д.Х. Грина последовательное выплавление магматических расплавов вызывает постепенную и необратимую дифференциацию первичного вещества мантии. Она начинается с выплавления базальтов, а заканчивается образованием андезит-дацит-риодацитовых пород островных дуг, которыми наращиваются затем окраины континентов. В результате такого последовательного выплавления мантийная область под новообразованной континентальной корой обедняется более легкоплавкими компонентами и приобретает состав тугоплавкого перидотита, отличного от первоначального состава мантии, который не может быть источником новых известково-щелочных расплавов.

Многочисленные исследования по экспериментальной петрологии касаются в основном поведения главных петрогенных элементов: Si, Al, Mg, Fe, Ca и Na. Установлено, что известково-щелочные серии пород отличаются от базальтоидов океанов большим содержанием SiO_2 . Кроме того, при одинаковом количестве SiO_2 содержание в них Al_2O_3 выше. Особенно характерно возрастание FeO/MgO и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ по мере эволюции известково-щелочного расплава [Куно, 1964; Кутюлин, 1964, 1969, 1972, 1973; Kushiro, Kuno, 1963; Mijashiro, 1974]. Особое место при рассмотрении процесса формирования известково-щелочных расплавов занимает вопрос об источнике и путях миграции K и других несовместимых (некогерентных, по Д.Х. Грину и А.Э. Рингвуду [1968], малых элементов – Rb, Ba, Sr, Cs, Pb, Ti, U, Th и редких земель), в больших количествах накапливающихся в кислых породах.

Первичным источником этих элементов, как и петрогенных, является вещество мантии. Но их накопление в породах в отличие от Ni, Co, Cr, Mn, V (распределение которых хорошо коррелируется с изменениями содержания главных петрогенных элементов, и потому они относятся к когерентным элементам) не может быть объяснено процессами дифференциации расплавов или парциального плавления. Содержание некогерентных элементов в породах возрастает в десятки и сотни раз относительно их количества в мантии, причем незначительная степень плавления вызывает резкое увеличение содержания некогерентных элементов в отделвшемся расплаве [Харт, 1973; Шиллинг, 1973; Лутц, 1974; Gast, 1965, 1967, 1968; Taylor, White, 1965; De Long, 1974; и др.].

Считают, что поступление некогерентных элементов в верхние горизонты происходит в результате миграции флюидов, отделяющихся из зоны пониженных скоростей, и их количество может зависеть от скорости и способа переноса: чем с больших глубин поднимается расплав, тем больше в нем накапливается летучих компонентов [Шиллинг, 1973], с помощью которых осуществляется перенос K и других элементов с большим радиусом ионов (некогерентных). Главными флюидами являются H_2O , H_2 , F, Cl, CO_2 , CH_4 [Коржинский, 1973; Харт, 1973; Лутц, 1974; Маракушев, Яковлева, 1975]. Одним из возможных источников K могут быть также скопления флогопита в верхней мантии [Соболев, 1971; Харт, 1973].

Важной геохимической характеристикой состава магматических пород является отношение радиогенного и нерадиогенного стронция ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$). Для вулканических пород океанических областей это отношение колеблется в пределах 0,702–0,705 [Харт, 1972, 1973; Лутц, 1974; Гаст, 1976; Faure, Hurley, 1963; Gast, 1967, 1968; Peteman, Hedge, 1971; Gorai et al., 1972], тогда как для пород древней континентальной коры оно может быть более 0,900. Для вулканических пород известково-щелочных серий и для мезозойских гранитоидов имеется очень небольшое количество данных по отношению $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, которое тем не менее показывает, что по этому параметру они ближе к базальтам, чем к породам древней континентальной коры [Gorai et al., 1972; Hurley et al., 1962]. Как нам кажется, отношения $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ в мезозойских вулканических и интрузивных породах Сьерра-Невады [Hamilton, Myers, 1967; Bateman, Eaton, 1967; Mitchell, Reading, 1971; Presnall, Bateman, 1973; Pitcher, 1975] не подтверждают предположения У.Гамильтона и П.Бейтмана о значительной роли в их генезисе процессов ассимиляции пород древней кон-

тинентальной коры. В большей мере они согласуются с представлениями А.Э. Рингвуда и других исследователей о необратимом процессе дифференциации мантийного вещества, из которого вынос таких легкоплавких некогерентных элементов, как K, Rb, Sr, U и др., в ранние этапы развития (в докембрии) был более интенсивным [Харт, 1973; Гаст, 1976].

Признавая мантийное происхождение андезитовых и дацитовых магм, некоторые исследователи считают, что более кислые риодацитовые и риолитовые (липаритовые) магмы не могут образоваться по схеме, предлагаемой А.Э. Рингвудом. Тесная ассоциация более кислых магм с андезитовыми и дацитовыми вулканическими центрами привела Д.Егглера [Eggler, 1974] к предположению о том, что они образуются как дочерние расплавы в результате фракционирования андезитовой магмы при кристаллизации магнетита (или ильменита) и обогащенного натрием плагиоклаза. Такое фракционирование может происходить во вторичных магматических очагах, располагающихся в пределах коры или на границе с мантией. Другие исследователи [Соболев, 1971; Маракушев, Яковлев, 1975; Гамильтон, 1970; Мак-Берни, 1972; Brown, 1973; Varetan, 1974] считают, что образование кислых магм происходит за счет ассимиляции андезитовым расплавом корового материала. Наиболее благоприятными зонами для развития этого процесса могут быть границы плит с континентальной и океанической корой, характеризующиеся высокой вулканической активностью. Наблюдаемое в отдельных случаях повышенное отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ также связывается с процессами ассимиляции материала континентальной коры [Hamilton, Myers, 1967; Stuckless, O'Neil, 1973].

Итак, на современном уровне знаний практически всеми петрологами признается глубинное подкоровое происхождение расплавов андезитового состава. Основное расхождение во взглядах сводится к вопросу об условиях образования расплавов более кислого состава. Возможно, что в районах с уже развитой континентальной корой в какой-то мере они могут быть гетерогенными, так как в этих случаях известную роль могут играть процессы ассимиляции корового материала. Тем не менее эти процессы не могут играть ведущей роли, поскольку далеко не во всех районах развития кислых пород имеется развитая континентальная кора, а общие данные о закономерном развитии Земли указывают на постепенную дифференциацию вещества мантии, на формирование и наращивание изначально отсутствовавшей континентальной коры [Люстич, Салтыковский, 1961; Горшков, 1974; Гаст, 1976].

На основании анализа представлений о генезисе пород известково-щелочных серий попытаемся рассмотреть на имеющемся в нашем распоряжении материале возможные пути образования магматических расплавов, давших мезозойские вулканические и интрузивные породы северо-западной периферии Тихого океана. Схема, предложенная А. Рингвудом [Ringwood, 1974], суммирует результаты разнообразных исследований в области экспериментальной петрологии и в той или иной мере увязывает их с данными о высокой тектономагматической активности областей островных дуг и активных континентальных окраин. Наверно, дальнейшее изучение пород океанического дна и его тектоники, а также экспериментальное изучение физико-химических процессов приведут к усовершенствованию этой схемы (или к отказу от нее), но в настоящее время она может использоваться как рабочая гипотеза.

Вместе с тем эта схема формирования гранитоидных пород не является универсальной для всех гранитов. В иной тектонической обстановке, по-видимому, могут возникать такие давления и температуры, при которых будет происходить выплавление из корового материала кислого гранитного расплава. В отличие от рассмотренных выше гранитоидов граниты, образующиеся из члентектического расплава, должны быть насыщены водой, и, следовательно, их развитию будут предшествовать интенсивный метаморфизм и гранитизация. Они дают неполные дифференциационные ряды (отсутствуют основные и самые кислые члены ряда), формируются в мезоабиссальных или абиссальных условиях, не имея связи с вулканитами, т.е. являются плутоническими по всем своим характеристикам. Обычно это калиевые граниты, в которых содержание K превышает среднее содержание его в материале континентальной коры, что

приводит многих исследователей к предположению о поступлении дополнительного количества К в результате его высокой подвижности из подкоровых глин.

На основании имеющихся материалов по геологическому строению и составу магматических пород рассмотренных в работе регионов, по-видимому, более определенно можно судить о генезисе магматических расплавов, давших вулканические породы и гранитоиды Восточно-Азиатского пояса. Как было показано выше, породы раннего периода развития вулканического пояса очень близки по составу породам Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Излияния этого периода, представленные базальтами, андезито-базальтами и андезитами, происходили в вулканических поднятиях, образующих протяженные зоны, которые сочетались с глубокими терригенными прогибами, аналогами современных глубоководных желобов. Это позволяет считать, что в начальных этапах развития Восточно-Азиатский вулканический пояс во многих частях представлял собой островную дугу, заложившуюся на коре океанического типа. Со стороны океана она ограничивалась сейсмофокальной зоной, в связи с развитием которой происходило образование магматических расплавов.

Преимущественно базальтовый состав вулканитов, изливавшихся в начальный этап развития островной дуги, отвечает расплавам толеитовой фазы (схемы А.Э. Рингвуда), образующимся на относительно небольшой глубине. Эти базальты по сравнению с базальтами океанического дна характеризуются более высоким содержанием Al_2O_3 и отношением FeO/MgO , что свойственно породам известково-щелочных серий [Кутолин, 1972; Ringwood, 1974]. В дальнейшем преобладающее развитие получили андезитовые и более кислые расплавы, формировавшиеся на больших глубинах [Горшков, 1974; и др.] и отвечающие известково-щелочной фазе схемы А.Э. Рингвуда.

По мере накопления вулканических пород андезито-дацитового состава под островной дугой шло образование континентальной коры, которая затем нарастила континентальную плиту. Отдельные участки единой структуры, какой являлся Восточно-Азиатский пояс, заложился на уже сформированной континентальной коре (юго-западный фланг Охотско-Чукотского отрезка, отрезки Юго-Западной Японии и Катазиатский). Эти участки с самого начала представляли собой активные континентальные окраины с погружающейся под них сейсмофокальной зоной, подобные современной континентальной окраине запада Южной Америки. В последующий период весь Восточно-Азиатский пояс являлся окраиной континента, под которой сейсмофокальная зона еще сохраняла свою тектоно-магматическую активность. В этот период изливались остаточные расплавы, обогащенные наиболее легкоплавкими и легкоподвижными компонентами. Возможно, что образованию наиболее кислых (с содержанием SiO_2 до 76%), обогащенных К расплавов, как предполагает Д.Х. Егглер [Egger, 1974], способствовало фракционирование андезитового расплава, происходившее вследствие кристаллизации магнетита.

Удивительное сходство кривых суммарного железа (FeO'), отношения FeO'/MgO и коэффициента глиноземистости (K_{Al}) (см. фиг. 30, 31) у вулканических и интрузивных пород пояса, развивавшихся как на океанической (Сихотэ-Алинский отрезок, Тайгоносский участок и др.), так и на континентальной (Юго-Западная Япония) коре, несомненно говорит об отсутствии ассимиляции корового материала и подтверждает главный источник родоначальных расплавов. Наибольшие различия устанавливаются в отношении K_2O/Na_2O ; в кислых породах, образованных в конце раннего периода развития вулканического пояса, это отношение, равное 0,5, близко к отношению K_2O/Na_2O в олигоцен-неогеновых породах островных дуг, но среднее его значение по всему вулканическому поясу заметно выше, а в наиболее кислых породах позднего периода оно достигает 0,8. В изменениях содержания К не устанавливается прямой зависимости от содержания главных петрогенных элементов.

Подводя итог изложенному, можно уверенно сказать, что вулканические породы и гранитоиды Восточно-Азиатского вулканического пояса кристаллизовались из андезитовых, дацитовых и более кислых расплавов, формировавших-

ся, согласно схеме А.Э. Рингвуда, на больших глубинах – в пределах сейсмофокальной зоны и перекрывающей ее верхней мантии (см. фиг. 33).

Вероятно, формирование магматических расплавов, давших вулканические породы и гранитоиды Верхояно–Колымской складчатой области, происходило в подобных же условиях. Эта область в конце палеозоя подверглась деструкции, в результате чего блоки, отколовшиеся от древней континентальной плиты, были раздвинуты, вскрылась океаническая кора и заложилась эвгеосинклиналь. Возможно, в мезозое вблизи края континентальной плиты образовались сейсмофокальная зона и вулканическая островная дуга, вдоль которой происходили излияния лав базальтового, андезитового и более кислого состава. В конце юры–начале мела островная дуга с новообразованной континентальной корой нарастила древнюю континентальную плиту. Излияния этого времени, образующие Уяндино–Ясачинскую зону, вероятно, происходили уже вдоль новообразованной окраины континента, вулканическая активность которой продолжалась и в позднем мелу. Формирование родоначальных расплавов, по-видимому, было вызвано процессами, происходящими в сейсмофокальной зоне и перекрывающей ее мантии, которые рассматривает А.Э. Рингвуд в своей схеме. Указанием на это служит сходство составов вулканических пород и гранитоидов как с породами Восточно–Азиатского вулканического пояса, так и с олигоцен–неогеновыми породами островных дуг (см. фиг. 30–32). Только K_2O/Na_2O в гранитоидах Верхояно–Колымской складчатой области значительно выше и в наиболее кислых членах серии достигает 1,0. Однако оно, по-видимому, связано с интенсивным калиевым метасоматозом, проявившимся в послемагматической стадии на месте застывания гранитоидных массивов.

Тем не менее с позиции схемы А.Э. Рингвуда имеется существенное возражение против такого генезиса известково–щелочных расплавов для Верхояно–Колымской области. Оно заключается в необратимости процесса дифференциации верхней мантии в области, подстилающей уже образовавшуюся континентальную кору. В связи с выносом из верхней мантии большого количества легкоплавких и легкоподвижных компонентов такая мантия должна быть уже истощена ими и не может являться источником новых порций расплавов, генерирующих континентальную кору [Ringwood, 1974; и др.]. Вместе с тем регенерированные геосинклинальные области, в которых возобновлялась вулканическая деятельность и многократно внедрялись гранитоиды, известны не только в Верхояно–Колымской области, но и в других районах (например, в Монголо–Охотском поясе, Казахстане, на Урале и в других регионах). Причина возобновления магматизма известково–щелочного состава в таких областях пока не ясна. Можно предположить, что процессы дифференциации мантии и отделения легкоплавких компонентов в этих случаях идут в еще более глубинных ее частях или что на глубине происходили латеральные перемещения мантийного вещества, в результате которых под этим участком оказалась мантия, не истощенная легкоподвижными компонентами [Пейве, 1977].

Еще более неясен вопрос об условиях формирования магматических расплавов, давших гранитоиды и некоторое количество вулканических пород юго–восточной части Сибирской платформы. В этом случае нет никаких данных, указывающих на существование сейсмофокальных зон и развитие структур типа островной дуги или активной континентальной окраины, в связи с чем схема генезиса магматических расплавов, предложенная А.Э. Рингвудом, здесь, по-видимому, не приложима. С другой стороны, против корового происхождения магматических расплавов, давших гранитоиды, говорит их ассоциация с вулканиками, а также их сходство по содержанию петрогенных элементов с породами всех других рассмотренных в работе регионов, в том числе и островных дуг (см. фиг. 30, 31, 32). Тот факт, что эвтектические граниты юго–восточной части Сибирской платформы, нанесенные на треугольную диаграмму Татла–Боуэна, Лутса и др. (см. фиг. 8), ложатся вблизи изобары давления паров воды, равной 0,5 кбар, рядом с гранитами Восточно–Азиатского вулканического пояса и Верхояно–Колымской области, указывает на их формирование из аналогичного сухого гранитного расплава. Такой расплав, как уже рассматривалось выше, не мог образоваться при плавлении корового вещества [Фер-

штатер, 1973; Штейнберг, 1974; Раст, 1972], а должен был поступать из подкоровых глубин.

О путях формирования такого расплава без участия процессов выплавления из мантии и последовательного фракционирования, происходящего в пределах сейсмофокальной зоны и в верхней мантии, располагающейся над этой зоной, можно высказать только предположение.

Возможно, что процессы деструкции и раздвигания блоков континентальной коры с вскрытием океанической коры, подобные устанавливаемым в Верхояно-Кольмской области, могли иметь место и в юго-восточной части Сибирской платформы. Сделав такое предположение, логично допустить, что и в этой области в мезозое вдоль края платформы могла образоваться сейсмофокальная зона, погружавшаяся под континентальную плиту. В связи с ее развитием могли образоваться расплавы, давшие известково-щелочные серии. Позднее в результате крупных надвигов по тектоническим швам (Монголо-Охотскому и Становому) эти структуры могли оказаться перекрытыми и не обнажаться на поверхность. Высокое положение поверхности Конрада, установленное в этом регионе геофизическими методами, могло быть вызвано этими предполагаемыми процессами деструкции.

Рассмотрение геолого-структурных условий размещения мезозойско-кайнозойских гранитоидов на северо-западной периферии Тихого океана, их вещественного и химического состава и сравнение с одновозрастными вулканическими образованиями показывает, что они представляют вулканоплутонические сообщества пород, кристаллизовавшиеся из единых расплавов известково-щелочного состава. Формирование таких расплавов связано с субдукцией океанической плиты по сейсмофокальной зоне и, согласно данным многих исследователей [см.: Горшков, 1970], происходит на больших (100–150 км) глубинах в пределах мантии.

Известно, что субдукция по сейсмофокальной зоне на малых глубинах вызывает интенсивную складчатость вдоль края надвигающейся плиты. Иначе говоря, глубинный тектонический процесс проявляется в двух формах, связанных генетически друг с другом, – в гранитоидном магматизме и складчатости, связанных в пространстве и во времени. Вследствие этого генетическая связь гранитоидного магматизма со складчатостью оказывается не прямой, а парагенетической, поскольку оба эти явления порождаются общим процессом, идущим в сейсмофокальной зоне. Магматические расплавы средне-кислого состава, образующиеся на больших глубинах, поступают в верхние горизонты, где происходит складкообразование. Продолжительность глубинного процесса значительно более длительна, что проявляется в сохранении высокой магматической активности в послескладчатый период и размещении магматических тел в разрывных структурах.

ЛИТЕРАТУРА

- Акименко Г.И., Паракецев К.В.** Верхняя юра и нижний мел Вукваамской впадины (верхнее течение р. Большой Анюй). — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 130–131 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Андреев Б.А.** О геологических и геофизических особенностях районов сводовых поднатий. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 85, с. 101–108.
- Апельцин Ф.Е.** Отличительные черты петрографии и петрохимии разновозрастных формаций малых интрузий главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР. — Тр. ВНИИ-Г. Геология, 1957, вып. 32. 116 с.
- Апельцин Ф.Е., Нечаева Е.А., Шейнманн Ю.М.** Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1961, вып. 12/13. 178 с.
- Апрелков С.Е., Долматов Б.К., Слепов Ю.М., Шеймович В.С.** Миоценовые интрузии гранитоидов Южной Камчатки. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967, с. 145–146.
- Базарев А.Г.** Стратиграфия и особенности состава вулканогенных образований Ульинской наложенной впадины. — В кн.: Вулканические и интрузивные формации Прихотья. Новосибирск: Наука, 1976, с. 53–76.
- Бейли Д.** Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 152–160.
- Белюсов В.В.** Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 23 с.
- Белый В.Ф.** Меловой и нижнепалеогеновый вулканизм Центральной Чукотки. — В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Наука, 1962, с. 283–286 (Тр. I Всесоюз. вулканол. совещ.).
- Белый В.Ф.** К стратиграфии позднемезозойских образований центральных районов побережья Охотского моря. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975а, с. 87–88 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Белый В.Ф.** Структурно-формационное районирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975б, ч. 2, с. 203–213 (Тр. I Сев.-Вост. петрогр. совещ.).
- Белый В.Ф.** Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 177 с.
- Белый В.Ф., Тильман С.М.** Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Геотектоника, 1966, № 2, с. 83–94.
- Бельтнев Е.Б., Лебедев Е.Л.** Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Прихотья. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 2, с. 407–410.
- Беллесский Н.А., Громов Ю.А., Баскакова Л.А.** Основные черты тектонического развития Сихотэ-Алиня. — В кн.: Геология и металогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 396–404.
- Беньоф Г.** Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. — В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957, с. 76–89.
- Билибин Ю.А.** Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-Востока. — Проблемы сов. геол., 1937, № 5/6, с. 410–428.
- Билибин Ю.А.** О возрасте некоторых золоторудных месторождений Колымского района. — Сов. геол., 1940, № 5/6, с. 182–184.
- Билибин Ю.А.** Послеюрские интрузии Алданского района. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 61 с.
- Билибин Ю.А.** Петрография Иллымахского интрузива. М.; Л.: Госгеолиздат, 1947. 240 с.
- Билибина Т.В., Донаков В.И., Тимов В.К.** О гидротермальном урановом оруденении, связанном с щелочными интрузивными комплексами. — Геол. рудных месторождений, 1963, № 5, с. 35–54.
- Богданов Н.А.** Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 239 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 99).
- Богданов А.А.** Тектоническое районирование палеозой Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5, с. 40–68; вып. 6, с. 8–42.
- Ботов Л.В., Ставцев А.Л.** Особенности глубинного строения Юго-Востока Сибирской платформы и смежных областей. — Сов. геол., 1975, № 8, с. 42–51.
- Боуэн Н.** Эволюция изверженных пород. М.; Л.: ОНТИ, 1934. 324 с.
- Бочарников Ю.С.** Стратиграфия эффузивных образований Нявенгимской вулканоплу-

- тонической депрессии (Северисе Приохотье). — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 110 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Бурато А.И., Рыбалко В.И.; Фрейд Г.М.** Сихотэ-Алинский вулканический пояс. — В кн.: Сихотэ-Алинский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края. Владивосток, 1968, с. 30–38.
- Быковская Е.В., Блюмштейн Э.И.** Верхнемезозойские и кайнозойские вулканогенные комплексы Сихотэ-Алинской подвижной области. — В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 136–149 (Тр. I Дальневост. петрогр. совещ.).
- Быковская Е.В., Попова З.П., Соколов В.И.** История вулканизма южной части Дальнего Востока в позднем мезозое и раннем кайнозое. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 146–150.
- Валуц Г.А.** Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов Прибрежной зоны Приморья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: ДВГИ, 1976. 22 с.
- Васильковский А.И., Демин А.М., Снятков Л.А., Устиев Е.К.** Домеловые трондземиты мыса Ольского. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1948, вып. 3, с. 26–38.
- Ветренников В.В.** Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 156 с.
- Виноградов А.Н.** Петрохимические особенности и условия генерации магм вулканических ассоциаций. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1971, вып. 2, с. 145–151.
- Волынец О.Н., Колосков А.В., Флеров Г.Б., Шилин Н.Л.** Формация габбро-гранодиоритов миоценового возраста. — В кн.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1968, с. 48–72.
- Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Фрих-Хар Д.И., Шилин Н.Л.** Об эволюции третичного магматизма Срединного хребта Камчатки. — Геол. и геофиз., 1963, № 5, с. 103–107.
- Гамилетон У.** Происхождение вулканических пород эвгеосинклиналей и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 271–276.
- Гамякин Г.Н., Гамякина В.В., Слепцова М.А.** Магматические и послемагматические гранаты Охото-Кухтуйского гранитоидного массива. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 59–68.
- Гаст П.В.** Химический состав Земли, Луны и хондритовых метеоритов. — В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1976, с. 23–41.
- Гельман М.Л.** Глубинная фация меловых гранитоидов в Аюнской зоне. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963, вып. 18, с. 127–134.
- Гельман М.Л.** Мезозойский магматизм в Чукотской складчатой зоне. — В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966, с. 251–268.
- Гельман М.Л., Анисеев Н.П., Гринберг Г.А., Устиев Е.К.** Петрохимические провинции и магматические формации Северо-Востока СССР. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1974, ч. 1, с. 49–65 (Тр. I Сев.-Вост. петрогр. совещ.).
- Гельман М.Л., Загружина И.А.** Мезозойский магматизм Северо-Востока СССР. — В кн.: Особенности магматизма и метаморфизма Советского Дальнего Востока. М.: Наука, 1968, с. 56–62.
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.
- Геология Кореи. М.: Недра, 1964. 264 с.
- Геология Северо-Восточной Азии. Т. 3. Магматизм. Л.: Недра, 1973. 395 с.
- Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1966. 736 с.
- Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Ч. 1. Геол. описание. Кн. 2. М.: Недра, 1970, с. 64–225.
- Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1964, с. 235–395, 476–645.
- Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1969, с. 451–511.
- Гладенков М.Б.** Об алнейской серии Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 5, с. 121–129.
- Горшков Г.С.** О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 703–705.
- Горшков Г.С.** Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
- Горшков Г.С.** Симпозиум "Происхождение андезитов". — Бюл. вулканол. станции, 1970, № 46, с. 65–67.
- Горшков Г.С.** Новая глобальная тектоника и вулканизм. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 21–31.
- Горлячев А.В.** Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966. 235 с.
- Гребенников Г.А.** Стратиграфия верхнеюрской вулканогенно-осадочной толщи северо-западной части Колымского срединного массива. — В кн.: Совещания по разработке стратиграфических схем Якутской АССР: (Тез. докл.). Л.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 162–164.

- Грин Д.Х.* Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 242–261.
- Грин Д.Х.* Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии. — В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 25–44.
- Грин Д.Х., Ламберт И.Б.* Экспериментальная кристаллизация безводного гранита при высоких давлениях и температуре. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970, с. 92–106.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 132–227.
- Грин Т.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 118–131.
- Гринберг Г.А.* Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 187 с.
- Гринберг Г.А.* Гранитоиды западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. — В кн.: Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1969, с. 153–174.
- Гринберг Г.А.* Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. — В кн.: Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976, с. 4–14.
- Гринберг Г.А., Бахаров А.Г., Недосекин Ю.Д., Сурицын А.Д.* Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачинского пояса. — В кн.: Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск, 1974, с. 50–108.
- Гринберг Г.А., Немашев Н.И.* Геологический и абсолютный возраст вулканогенных образований бассейна р. Кетанды (Охотско-Чукотский вулканический пояс). — В кн.: Труды II сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 284–287.
- Гулевич В.В.* Позднеюрский вулканизм верховьев Большого Аюя. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975, ч. 2, с. 80–88 (Тр. I Сев.-Вост. петрогр. совещ.).
- Дели Р.О.* Изверженные породы и глубины земли. Л.; М.: ОНТИ, 1936. 591 с.
- Дежин А.М.* Этапы формирования Магаданского батолита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1946, вып. 2, с. 36–47.
- Дежин А.М.* Грандьемитовые граниты мыса Ольского и островов Три Брата. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1948, вып. 3, с. 14–25.
- Дежин А.М.* Морфология и элементы тектоники Магаданского батолита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1949, вып. 7, с. 21–30.
- Денъгин З.В.* Охотско-Чаунский вулканогенный пояс. — В кн.: Тектоническое строение Якутской АССР. М.: Наука, 1964, с. 141–142.
- Дзевановский Ю.К.* К вопросу пространственного распространения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока. Л., 1956 (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Вып. 1).
- Дрейх У.Л.* Окраины континентов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 473–480.
- Дубовиков Л.К.* Схема стратиграфии мезозойских отложений Тас-Хаяхтах. — В кн.: Совещания по разработке стратиграфических схем Якутской АССР: (Тез. докл.). Л.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 131–132.
- Дубровский М.И.* Гранитные эвтектики, минимумы и магмы. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 54–68.
- Дуничев Д.Н.* О роли корового материала в проявлении позднемиоцен-плиоцен-четвертичного вулканизма Курильской островной дуги. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 9, с. 40–48.
- Еловских Е.Е.* Магматические эпохи и формации Верхояно-Колымской складчатой области и сопредельных районов Сибирской платформы. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1974, ч. 1, с. 66–72. (Тр. I Сев.-Вост. петрогр. совещ.).
- Жариков В.А.* Магматическое замещение карбонатных толщ. — В кн.: Гранито-гнейсы. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, с. 54–67 (МГК. 21 сессия. Докл. сов. геологов, Проблема 14).
- Жариков В.А., Иванюв И.П., Литвин Ю.А., Ишбулатов Р.А.* Экспериментальные исследования плавления изверженных пород щелочноземельной серии при давлении 35 кбар. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 2, с. 936–938.
- Жезалов Ю.В.* Вулканизм и тектоника Командорских островов. — В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 366 с.
- Жезалов Ю.В.* Командорские острова. — В кн.: Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1964, с. 645–676.
- Заблочный Е.М.* Региональная петрохимическая зональность мезозойской диорит-гранодиоритовой формации Становой области. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974. 129 с. (Тез. докл. II регион. петрогр. совещ.).

- Заборовская Н.В.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 200 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 315).
- Заборовская Н.В., Лебедев Е.Л.* Меловые отложения п-ова Елистратова (северо-восточная часть п-ова Тайгонос). — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 117–118 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Заварицкий А.Н.* Некоторые факторы, которые надо учитывать при тектонических построениях. — Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1956, т. I, с. 456–464.
- Загзурина И.А.* Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка). — В кн.: Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Магадан, 1965, с. 4–140 (Тр. СВКНИИ; Вып. 12).
- Загзурина И.А.* Условия формирования мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. — Геол. и геофиз., 1968, № 10, с. 3–12.
- Загзурина И.А.* Главные типы гранитоидных формаций Северо-Востока СССР и время их формирования. — Геол. и геофиз., 1973, № 5, с. 3–111.
- Загзурина И.А.* Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 279 с.
- Зоненшайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
- Изох Э.П.* Гипербазит-габбро-гранитные интрузивные серии и их значение для теории петрогенезиса. — В кн.: Магматические формации. М.: Недра, 1964, с. 57–74 (Тр. III Всесоюз. петрогр. совещ.).
- Изох Э.П., Колмак Н.М., Начовская Г.И., Русс В.В.* Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1957, вып. 21, с. 1–88.
- Ишо К.Дж., Кеннеди Дж.К.* Экспериментальное изучение перехода базальт-гранатовый гранулит-эклотит. — Геохимия, 1972, № 4, с. 415–427.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.
- Казакова Э.Н., Сергеева В.Б., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И.* Риолиты о-ва Медного (Командорские острова). — Геол. и геофиз., 1976, № 1, с. 91–99.
- Казакова Э.Н., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И.* О позднемеловом магматизме Малой Курильской гряды. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 25–34.
- Казанцев А.Г., Кольцова Л.Ф., Песков Е.Г.* Юрские отложения Гижигинской складчатой зоны. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 64–65 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Карчаев В.П.* Стратиграфия вулканогенных образований юго-западной части Охотско-Колымского водораздела. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 92–94 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Кислякова Н.Г., Федорова М.Е.* Сиенито-диоритовые интрузии западной части Станового хребта. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра, 1971, с. 261–264.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. 204 с.
- Комаров Ю.В., Хренов П.М.* О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. — В кн.: Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 54–56.
- Коренбаум С.А., Валуш Г.А.* О геологическом положении и химическом составе шшировых выделений в гранитоидах Прибрежной зоны Приморья. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 124–126.
- Корешков Н.В.* Области сводового поднятия и их особенности. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 174 с.
- Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56–69.
- Коржинский Д.С.* Проблемы спилитов и гипотеза трансэвапоритизации в свете новых океанических и вулканических данных. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962а, № 9, с. 12–17.
- Коржинский Д.С.* Теория процессов минералообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1962б. 24 с.
- Коржинский Д.С.* Метамагматические процессы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 3–7.
- Кравченко С.М.* О вулканогенно-осадочной серии мезозойского магматического комплекса Центрального Алдана. — Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 4, с. 1465–1468.
- Кравченко С.М., Власова Е.В.* Щелочные породы Центрального Алдана (по материалам изучения акцессорных минералов). — Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1962, вып. 14, с. 7–8.
- Красный Л.И.* Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре и Прибрежном и вопросы магматизма "вне-складчатых" областей. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1960, № 3, с. 23–31.
- Красный Л.И., Полевая Н.И.* Абсолютный возраст некоторых магматических пород Дальнего Востока. — В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 245–251 (МГК. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3).
- Красный Л.Л.* Тектоника Илинью-Тасской зоны (Яно-Колымская система). — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 298–301.
- Красный Л.Л.* Формации Илинью-Тасской зоны. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности.

- сти Северо-Востока СССР. Магадан, 1973, с. 174–180 (Тр. СВКНИИ; Вып. 49).
- Красный Л.Л.** История геологического развития Ильинь-Тасской зоны (Северо-Восток). — В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 17–19.
- Кропоткин П.Н.** Геоэнергетика и проблема генезиса ювенильных (мантийных) и палингенных (коровых) гранитных магм. — Тр. МОИП, 1972, т. 46, с. 138–142.
- Кропоткин П.Н., Шаталов Е.Т.** Очерки геологии Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1. Геол. и геоморфол. М.; Л.: Госгеолиздат, 1936, вып. 3, с. 1–148.
- Кропоткин П.Н., Шагаарстова К.А.** Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 766 с.
- Кузнецов В.А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов В.А., Яншин А.Л.** Гранитоидный магматизм и тектоника. — Геол. и геофиз., 1967, № 10, с. 108–121.
- Куно Х.** Серии изверженных пород. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 107–121.
- Кусиро И., Сямидзу Н., Накамура Н.** Частичное плавление периодитов в присутствии воды и генезис магм. — В кн.: Тезисы докладов Международного геохимического конгресса. М.: Наука, 1971, с. 6–7.
- Кутюлин В.А.** Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей. — Геол. и геофиз., 1964, № 2, с. 74–81.
- Кутюлин В.А.** Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М.: Наука, 1969. 142 с.
- Кутюлин В.А.** Проблемы петрологии и петрохимии базальтов. — Тр. Ин-та геол. и геофиз., 1972, вып. 189. 208 с.
- Кутюлин В.А.** Некоторые проблемы петрологии базальтов в связи с их петрохимией. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973, с. 90–97.
- Лебедева Л.И.** Мезозойские гранитоиды хр. Тас-Хаяхта (Северо-Восток СССР): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1969. 20 с.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.** Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. — Избр. тр. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949а, т. 1, с. 420–455.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.** К вопросу о генезисе изверженных пород. — Избр. тр. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949б, т. 1, с. 409–416.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.** Проблемы магмы. Ст. 1 и 2. — Избр. тр. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949в, т. 1, с. 475–500.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.** О разграничении базальтов и андезитов. О разграничении липаритов и дацитов. — Избр. тр. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1952, т. 3, с. 222–236.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.** Петрография. — Избр. тр. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 4, 446 с.
- Левитан Г.М.** Тектоника и магматизм Удского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГРИ, 1968. 20 с.
- Левитан Г.М.** Некоторые критерии комагматичности позднемеловых и кайнозойских интрузивных и эффузивных образований Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. — В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1969, вып. 7, с. 137–154.
- Леоненко Н.А.** Мел полуострова Тайгонос. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975а, с. 123–127 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Леоненко Н.А.** Триас полуострова Тайгонос. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975б, с. 50–51 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Леоненко Н.А.** Юра полуострова Тайгонос. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975в, с. 71–73 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещания).
- Летников Ф.А.** Роль процессов гранитизации расплавов в формировании магматических пород в земной коре. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 31–33 (Тез. докл. II регион. петрогр. совещ.).
- Ложизе М.Г.** Донеогеновый вулканизм и тектоника Чилийско-Аргентийских Анд. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М.: Сов. радио, 1975, № 2, с. 2–75.
- Луцк Б.Г.** Некогерентные элементы в магмах глубинного генезиса и мантийном субстрате. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 2, с. 88–103.
- Луцк Б.Г.** Химический состав континентальной коры и верхней мантии земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
- Лычагин П.П.** Позднемезозойские гранитоидные комплексы верховьев р. Колымы. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975, ч. 2, с. 141–154 (Тр. I Сев.-Вост. петрогр. совещ.).
- Люстиц Е.Н., Салтыковский А.Я.** К вопросу об образовании гранитного слоя земной коры. — Геохимия, 1961, № 4, с. 293–297.
- Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М.: Наука, 1966. 224 с.
- Мак-Берри А.Р.** Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 441–456.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А.** О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 5–72.
- Маракушев А.А., Яковлева Е.Б.** Генезис кислых магм. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1975, № 1, с. 3–24.

- Марков М.С.** К проблеме формирования "гранитного" слоя островных дуг. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 228—242.
- Марков М.С.** Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П.** и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 168).
- Масайтис В.Л., Старицкий Ю.Г.** Об особом типе структур Восточной Азии. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 85, с. 63—89.
- Матвеевко В.Т.** Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. — Тр. ВНИИ-Г. Геология, 1960, вып. 64. 47 с.
- Матвеевко В.Т., Шаталов Е.Т.** Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 1, с. 169—240.
- Меланголина Е.Н.** Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973. 174 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 244).
- Меланголина Е.Н.** Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда). — Геотектоника, 1978, № 3, с. 128—136.
- Меланголина Е.Н., Косылин В.М.** Тектоническое строение Японского моря. — Геотектоника, 1976, № 4, с. 72—87.
- Меланголина Е.Н., Молчанова Т.В.** Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины Востока Азии. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 104—123.
- Мерзляков В.М., Терехов И.И.** Срединные массивы Северо-Востока СССР. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 37—42.
- Михунов В.Ф.** Строение поверхности фундамента восточной части Чульманского прогиба (Южная Якутия). — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1964, № 10, с. 3—11.
- Милановский Е.Е.** Кайнозойский орогенез Центральных Анд. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М.: Сов. радио, 1975, № 2, с. 76—161.
- Чилос А.П.** Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. — Новосибирск: Наука, 1975. 135 с. (Тр. СВКНИИ; Вып. 53).
- Чилос А.П., Иванов В.С.** Позднемезозойские гранитоиды Центральной Чукотки. — В кн.: Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Магадан, 1965, с. 141—187 (Тр. СВКНИИ; Вып. 12).
- Чикин М.В.** Контрастный вулканизм мелового времени в юго-западной части Ульяновского наложенного прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1972. 21 с.
- Мировой Ю.П.** Новые данные о мезозойском магматизме Шикла-Ульдургинского междуречья (Восточное Забайкалье). — В кн.: Тезисы докладов II научной конференции геологической секции Забайк. отд. Геогр. о-ва СССР. Чита, 1965, с. 12—14.
- Мокшанцев К.Б., Горюшнейн Д.К., Гусев Г.С.** и др. Тектоническое строение Якутской АССР. М.: Наука, 1964. 291 с.
- Мокшанцев К.Б., Гринберг Г.А., Гусев Г.С.** Тектоника, формирование континентальной земной коры и полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области. — В кн.: Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых. М.: Междувед. тект. ком., 1977, с. 27—28.
- Молчанова Т.В.** Внегеосинклинальные мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 7, с. 38—51.
- Молчанова Т.В.** О генезисе и структурном положении мезозойских щелочных пород Центрально-Алданского района. — Геотектоника, 1965, № 2, с. 32—46.
- Молчанова Т.В.** Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород (на примере Срединного Тянь-Шаня и Алдана). М.: Наука, 1966. 151 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 159).
- Молчанова Т.В.** Структурное положение мезозойских гранитоидов в районе западной окраины Колымского Срединного массива. — Геотектоника, 1968, № 5, с. 47—61.
- Молчанова Т.В.** Тектоническое положение верхнемезозойских гранитоидов Охотского массива и Верхояно-Колымской складчатой зоны. — В кн.: Проблемы георетической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 125—139.
- Молчанова Т.В.** Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса. — Геотектоника, 1973, № 1, с. 81—95.
- Морозевич И.** Месторождение самородной меди на Командорских островах. — Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1912, вып. 72, с. 1—42.
- Моссаковский А.А.** Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Мурашов М.В.** Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 78—103.
- Мурашов М.В.** Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Нагибина М.С.** Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 79).

- Начибина М.С.* Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: ВИНТИ, 1969. 400 с.
- Недосекин Ю.Д.* Состав и свойства полевых шпатов из гранитоидных интрузивов Охотского Срединного массива. — В кн.: Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск, 1974, с. 122–139.
- Недосекин Ю.Д.* Геология и петрология Нют-Ульбейского гранитоидного массива. — В кн.: Вулканические интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976, с. 14–41.
- Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Запада Камчатки. М.: Наука, 1976, 159 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 280).
- Некрасов И.Я.* О мезозойском вулканизме Северо-Восточной Якутии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 10, с. 84–96.
- Ненашев Н.И.* Вопросы магматизма и рудообразования на Северо-Востоке Якутии в свете данных абсолютного возраста. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 9, с. 6–17.
- Ненашев Н.И.* Мезозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. М.: Наука, 1965. 168 с.
- Николаевский А.А.* Глубинное строение Северо-Востока по геофизическим данным. — Тр. СВКНИИ, 1965, вып. 30, с. 32–43.
- Николаевский А.А.* Глубинное строение Охотско-Чукотского вулканического пояса. — В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 137–148.
- Обручев С.В.* Материалы по тектонике Северо-Восточной Азии. — Проблемы сов. геол., 1934, № 6/7, с. 21–58.
- Осипов А.Л.* Позднемезозойское тектономагматическое развитие западной части Охотско-Колымского водораздела. Новосибирск: Наука, 1975. 160 с.
- Основы тектоники Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 527 с.
- Павловский Е.В.* Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 25–38.
- Павловский Е.В.* О некоторых общих закономерностях развития земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 82–89.
- Павловский Е.В.* Историко-геологический аспект проблемы гранита. — Природа, 1977, № 2, с. 3–12.
- Пальмский Б.Ф.* Меловой вулканизм и его место в тектоническом развитии Северо-Восточного Приколымья. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 182–188.
- Панкеев Н.А.* Породообразующие минералы гранитоидов как показатель их генезиса. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 59, вып. 4, с. 113–126.
- Пейве А.В.* Тектоника и магматизм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 31–54.
- Пейве А.В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 3–17.
- Пейве А.В.* Геология сегодня и завтра. — Природа, 1977, № 6, с. 3–7.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геол., 1972, № 12, с. 7–25.
- Пейве А.В., Яншун А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6–23.
- Пепелова Б.В., Терехов М.И.* Новые данные по стратиграфии Алазейского плоскогорья. — Сов. геол., 1962, № 2, с. 141–144.
- Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
- Песков Е.Г.* Стратиграфия меловых образований Тауйской вулканической зоны. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 128–129 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Песков Е.Г., Колючова Л.Ф.* Стратиграфия триасовых отложений Гижигинской складчатой зоны. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 53–54 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской провинции. М.: Наука, 1966. 279 с.
- Полевая Н.И., Мурина Г.А., Сприцсон В.Д.* Абсолютный возраст гранитоидов Южного Сихотэ-Алиня по данным аргонового метода. — В кн.: Труды III сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических образований. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 116–121.
- Потапов С.В., Ставцев А.Л., Лобанова А.Ф., Манукян А.М.* Новые данные о стратиграфии верхнего протерозоя венда и нижнего кембрия северных склонов Алданского щита. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 44–47 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Потапова З.Л.* Мезозойские и кайнозойские вулканогенные формации Сихотэ-Алинской складчатой области, их петрологические особенности и место в истории развития последней. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск, 1967, с. 172–175 (Тез. докл. на I Дальневост. петрогр. совещ.).
- Прохоров К.В.* Третичные гранитоиды Камчатки. М.: Наука, 1964. 160 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 236 с. (Тектоника СССР; Т. 5).

- Пушаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Пушаровский Ю.М.* Основные проблемы тектоники Тихоокеанского сегмента Земли. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973, т. 10, с. 19–24.
- Пушаровский Ю.М., Архипов И.В.* Тектонические аспекты Чилийских Анд. — Геотектоника, 1972, № 1, с. 88–104.
- Пушаровский Ю.М., Архипов И.В., Ломизе М.Г.* и др. Тектоническая эволюция Анд. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана: Геодинамические исследования. М.: Сов. радио, 1975, № 1, с. 7–19.
- Пушаровский Ю.М., Абремова Р.А.* О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском вулканическом поясе. — Геотектоника, 1967, № 1, с. 15–32.
- Пушаровский Ю.М., Яншин А.Л.* Тихоокеанский вулканический пояс. — В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974, с. 12–21.
- Раст Н.* Зарождение, подъем и становление магм. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 284–310.
- Репин Ю.С.* Юго-восточное Приколымье и Северное Приохотье в триасе и юре. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 28–30 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Рид Х.Х.* Размышления о граните. — В кн.: Проблемы образования гранитов. М.: ИЛ, 1949, с. 143–295.
- Рид Х.Х.* Гранитные серии в подвижных поясах. — В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957, с. 423–447.
- Рингсуд А.Э.* Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 7–26.
- Рингсуд А.Э.* Минералогия глубокой мантии (современное состояние и перспективы развития вопроса). — В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1976, с. 64–86.
- Рожков Н.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н.* и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М.: Наука, 1971. 240 с.
- Розинев М.И.* Классификация базальтоидных вулканических серий. — Сов. геол., 1974, № 7, с. 31–46.
- Романова М.М.* История представлений о происхождении гранитов. М.: Наука, 1977. 188 с.
- Ронов А.В., Ярошевский А.А.* Химический состав земной коры. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наукова думка, 1971, с. 192–207.
- Ротман В.К.* История вулканизма Центральной Камчатки в позднемеловое и кайнозойское время: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ЛГИ, 1968, 22 с.
- Руб М.Г.* Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов (на примере Балыгычан-Сугойского района). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 1, с. 34–57.
- Рудич К.Н.* О соотношении субвулканических образований с магматическими породами других фаций (на примере хр. Сарычева). — Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, 1962, вып. 21, с. 57–64.
- Рудич К.Н.* Вулкано-плутонические формации цепи Черского (Северо-Восток Азии). М.: Наука, 1966. 58 с.
- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Садаков В.К.* Позднемеловые и палеогеновые вулканоплутонические формации Восточной Чукотки. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975, ч. 2, с. 261–273 (Тр. I Сев.-Вост. петрогр. совещ.).
- Салун С.А.* Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинали системы. М.: Недра, 1978. 183 с.
- Самылина В.А.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнеюрских, нижнемеловых и сеноманских отложений Северо-Востока СССР. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 131–132 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск: ДВГУ, 1961. 702 с.
- Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
- Серебряков В.А.* Высокоглиноземистые минералы в гранитах массива Чьорго (бассейн р. Колымы). — Геол. и геофиз., 1964, № 3, с. 32–43.
- Серебряков В.А.* Геологическое строение Негайхского гранитоидного массива (верховья р. Колымы). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1966, вып. 18, с. 79–88.
- Снятков Л.А.* Геологическое строение и главные этапы развития Северо-Востока СССР. — В кн.: Тезисы и доклады совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1957, с. 3–7.
- Зоболов А.П.* Петрохимические особенности биотитовых гранитов Балыгычано-Сугойской впадины. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 40–52.
- Зоболов А.П., Шнай Г.К.* Петрохимические особенности гранитоидных интрузивных комплексов Северо-Востока СССР. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л.: ВСЕГЕИ, 1969, с. 400–401.
- Зоболов В.С.* Строение верхней мантии и некоторые проблемы магнообразования. —

- 13 кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1971, с. 24–25.
- Соболев В.С.* Образование магм и магматических горных пород. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 112–147.
- Соболев В.С., Бахмуенко И.Т., Добрецов Н.Л.* и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. — Геол. и геофиз., 1970, № 4, с. 24–35.
- Сперанская И.М.* О связи интрузивных образований с эффузивами на левобережье р. Нилгысы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8, с. 78–89.
- Сперанская И.М.* К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чаунского пояса. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963, вып. 16, с. 67–105.
- Сперанская И.М.* Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чаунского вулканического пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Магадан, 1964. 26 с.
- Спрингис К.Я.* Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1958. 377 с.
- Стрельцов М.И.* Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.
- Сугимура А.* Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг (предварительная заметка). — В кн.: Окраины континентов и островных дуг. М.: Мир, 1970, с. 263–270.
- Тарарин И.А.* Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье. — В кн.: Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток, 1975, с. 42–167.
- Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. Масштаб 1:5 000 000). М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1:10 000 000. М.: ГУГК, 1970.
- Тернер Ф., Ферзуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. 592 с.
- Тетляев М.М.* К тектонике Арктики. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Геология. Л.: Госгеолиздат, 1935, т. 1, с. 169–176.
- Тильман С.М.* Тектоническое строение Приколывья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1958, вып. 13, с. 21–34.
- Тильман С.М.* Тектоническое строение и основные черты геологического развития Северо-Восточной Азии. — В кн.: Особенности магматизма и метаморфизма на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1968, с. 47–56.
- Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 326 с.
- Тильман С.М., Бялбжеский С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.Л.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 15–29.
- Тихомиров Н.И.* Интрузивные комплексы Забайкалья и тектонические условия их образования. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 85, с. 137–147.
- Тихомиров Н.И., Козубова Л.А., Тихомиров И.Н.* и др. Интрузивные комплексы Забайкалья. Л.: Недра, 1964. 215 с.
- Томашевский В.Н., Коген В.С.* Процессы мезозойской активизации в области Станового хребта. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра, 1971, с. 169–179.
- Тучков И.И.* Стратиграфия верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых отложений и перспективы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 207 с.
- Умтбаев Р.В.* Геологическое строение Охотского рудного района: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1969. 25 с.
- Умтбаев Р.В., Песков Е.Г.* Мезо-кайнозойские магматические формации Охотского района. — В кн.: Тезисы докладов I петрографического совещания Северо-Востока СССР. Магадан, 1968, с. 99–101.
- Устиев Е.К.* Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1949, вып. 4, с. 7–41.
- Устиев Е.К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — Сов. геол., 1959, № 3, с. 3–26.
- Устиев Е.К.* Охотский вулканический пояс и связанные с ним проблемы. — В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 339–361 (Тр. I Всесоюз. вулкано-совещ.).
- Устиев Е.К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963а, с. 359–361.
- Устиев Е.К.* Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963б, № 12, с. 3–30.
- Устиев Е.К.* О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 3–19.
- Фаворская М.А.* Верхнемеловой и кайнозойский магматизм Восточного склона Сихотэ-Алиня. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 7. 306 с.

- Фаворская М.А., Волчанская И.Б., Фрих-Хар Д.И.* и др. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965. 152 с.
- Фаворская М.А., Руб М.Г., Кытай Б.А., Доломанова Е.И.* Новые данные о связи магматизма с оруденением в пределах Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960, вып. 2, с. 107—112.
- Фаворская М.А., Руб М.Г., Кытай Б.А.* и др. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 45. 328 с.
- Файф У.* Несколько мыслей о гранитных магмах. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 173—186.
- Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 139 с.
- Федотов С.А.* О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 9—20.
- Ферштатер Г.Б.* О происхождении закономерных серий гранитоидов. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 31—33.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрохимические критерии генетической связи габбро и ассоциированных с ними гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9, с. 44—55.
- Филатова Н.И.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины. — Геотектоника, 1974, № 2, с. 116—129.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л.* Стратиграфия меловых континентальных отложений внешней части Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Сов. геол., 1971, № 5, с. 120—126.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Цукерник А.Б.* Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса (бассейны рек Пенжины, Еропола, Анадыря). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 2, с. 67—82.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Мосиондз Ф.А.* К вопросу стратиграфического расчленения вулканогенных образований внешней части Охотско-Чукотского вулканического пояса (верховья р. Пенжины). — В кн.: Вопросы региональной геологии Русской и Сибирской платформ и Востока СССР. М.: Недра, 1970, с. 83—85.
- Филатова Н.И., Синельников Д.В., Лебедев Е.Л.* и др. Сопоставление разрезов меловых континентальных отложений внутренней и внешней зон Охотско-Чукотского пояса в бассейнах рек Пенжины и Анадыря. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 133—134 (Тез. докл. на Междувед. стратигр. совещ.).
- Фирсов Л.В.* Абсолютный возраст изверженных пород Магаданского батолита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960а, № 2, с. 28—38.
- Фирсов Л.В.* О мезозойском магматизме Северо-Востока СССР в свете данных абсолютного возраста. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1960б, № 10, с. 12—20.
- Фирсов Л.В.* Абсолютный возраст интрузивных пород островов Кунашир и Уруп (Курильские острова). — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 4, с. 841—842.
- Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
- Фрих-Хар Д.И.* Некоторые вопросы, связанные с изучением кайнозойских вулканогенных толщ Центральной и Юго-Восточной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2, с. 27—37.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Некоторые основные вопросы строения и тектонической истории северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1972, № 4, с. 3—18.
- Харрис П., Кеннеди У., Скарф К.* Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариации химического состава горных пород. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 160—173.
- Харт С.Р.* Геохимия изотопов при коро-мантийных процессах. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 50—56.
- Харт С.Р.* Содержание К, Rb, Cs, Sr, Ba и отношение изотопов в базальтах океанического дна. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 125—139.
- Херасков Н.П.* Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны. — Пробл. сов. геол., 1935, № 4, с. 368—383.
- Херасков Н.П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 119 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 91).
- Херасков Н.П.* Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Хитаров Н.И., Пуши В.А.* Проблема происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных). — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 250—271.

- Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слуцкий А.Б.** Плавление и кристаллизация кварцевого гелита при высоких давлениях и эволюция толентовых магм в глубинных условиях. — *Геохимия*, 1972, № 4, с. 428–436.
- Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б., Пугин В.А.** и др. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизация на больших и малых глубинах. — *Геохимия*, 1971, № 9, с. 1027–1040.
- Хренов П.Н., Комаров Ю.В., Калинин А.С.** и др. Мезозойский тектогенез и металлогения внегеосинклинальных областей Восточной Сибири. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 269–274.
- Шапиро М.И.** Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 123 с.
- Шапошников К.К.** Рельеф кристаллического фундамента Южно-Верхоянского синклиория. — *Тр. Якут. ун-та*, 1961, № 9, с. 121–127.
- Шапошников К.К.** Тектоническое строение Колымской платформы по геофизическим данным. — *Тр. Якут. фил. СО АН СССР. Сер. геол.*, 1962, сб. 14, с. 157–163.
- Шапошников К.К., Шапошникова К.И.** Некоторые вопросы тектонического районирования Северо-Восточной Якутии по геофизическим данным. — *Геол. и геофиз.*, 1961, № 3, с. 42–47.
- Шарковский Н.Б.** Тектоника Колымо-Инди-гирского междуречья. — *Геотектоника*, 1975, № 6, с. 44–60.
- Шатский Н.С.** Гипотеза Вегенера и геосин-клинали. — *Избр. тр. М.: Наука*, 1964, т. 2, с. 601–615.
- Шатский Н.С.** Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. — *Избр. тр. М.: Наука*, 1965, т. 3, с. 191–200.
- Шейнман Ю.М.** Тектоника и магматизм. — *Избр. тр. М.: Наука*, 1976. 392 с.
- Шиллинг Дж. Г.** Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов. — В кн.: *Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана*. М.: Мир, 1973, с. 198–241.
- Шило Н.А., Загрузина И.А.** Магматические комплексы и металлогения Восточной Чукотки. — В кн.: *Позднемезозойские гранитоиды Чукотки*. Магадан, 1965, с. 188–206 (Тр. СВКНИИ; Вып. 12).
- Шило Н.А., Мерзляков В.М.** Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозойд Северо-Востока СССР. — *Докл. АН СССР*, 1972, т. 204, № 5, с. 1202–1204.
- Шило Н.А., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М.** Алазейско-Олойская эвгеосин-клиальная система — новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР. — *Докл. АН СССР*, 1973, т. 210, № 5, с. 1174–1176.
- Шипулин Ф.К.** Интрузивные породы Юго-Вос-точного Приморья и связь с ними орудене-ния. — *Тр. ИГЕМ АН СССР*, 1957, вып. 8, 282 с.
- Шмидт О.А.** Проблемы тектонического разли-чия Командорских островов. — *Геотекто-ника*, 1974, № 6, с. 105–117.
- Шмидт О.А.** Тектоника Командорских остро-вов и структура Алеутского гряды. М.: Наука, 1978. 99 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 320).
- Шмидт О.А., Серова М.Я., Долматова Л.М.** Стра-тиграфия и палеонтологическая характе-ристика вулканогенных толщ Командор-ских островов. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1973, № 11, с. 77–87.
- Штейнберг Д.С.** Что же это такое — гранит? — *Природа*, 1974, № 3, с. 63–71.
- Штейнберг Д.С.** О классификации гранитоид-ов и гранитов. — *Тр./Ин-т геол. и геохим. Урал. науч. центра АН СССР*, 1975, вып. 122, с. 3–10.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С.** и др. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. — В кн.: *Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов*. Свердловск, 1971, с. 3–33.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Фоминых В.Г.** Фации глубинности гранитоидов Урала. — *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, 1968, ч. 97, вып. 4, с. 385–393.
- Шилле Г.** Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
- Штрейс Н.А.** Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. — В кн.: *Вулканизм и тектогенез*. М.: На-ука, 1968, с. 5–10 (МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2).
- Штрейс Н.А., Макарычев Г.И.** О соотношениях между магматизмом и структурами геосин-клинальных систем. — В кн.: *Пробле-мы связи тектоники и магматизма*. М.: Наука, 1969, с. 104–116.
- Щеглов А.Д.** Основные черты металлогении зон автохтонной активизации. — В кн.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*. М.: Наука, 1967, т. 8, с. 95–138.
- Эрлих Э.Н.** Современная структура и четвер-тичный вулканизм западной части Тихо-океанского кольца. Новосибирск.: Наука, 1973. 244 с.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В.** Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихо-океанского кольца. — В кн.: *Кислый вул-канизм*. Новосибирск: Наука, 1973, с. 4–39.
- Яблоков К.В., Некрасов И.Я.** О геологиче-ском строении хребта Улахан-Сис. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1960, № 5, с. 58–65.
- Anderson D.L., Sammis C.** Partial melting in the upper mantle. — *Phys. Earth and Plan-et. Inter.*, 1970, vol. 3, p. 41–50.
- Bateman P.** Model for the origin of Sierran granites. — *Calif. Geol.*, 1974, vol. 27, N 1, p. 3–5.
- Bateman P.C., Clark L.D., Huber N.K.** et al. The Sierra Nevada batholith a synthesis of re- cent work across the central part. — *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1963, N 414–D, 46 p.

- Bateman P.C., Eaton I.A.* Sierra Nevada batholith. — *Science*, 1967, vol. 158, p. 1407–1417.
- Brown G.C.* Evolution of granite magmas at destructive plate margin. — *Nature Phys. Sci.*, 1973, vol. 241, N 106, p. 26–28.
- Byers F.M.* Petrology of three volcanic suites, Umnak and Bogoslof islands, Aleutian islands, Alaska. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, vol. 72, N 1, p. 93–128.
- Carr W.Y., Quinlivan W.D., Gard L.M.* Age and stratigraphic relations of Amchitka, Banjo Point and Chitka Point formations. Amchitka island, Aleutian islands, Alaska. — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1970, N 1324-A, p. 16–22.
- Carr W.Y., Gard L.M., Bath G.D., Healey D.L.* Earth science studies of a nuclear test area in the western Aleutian islands, Alaska: an interim summary of results. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, N 3, p. 699–706.
- Coats R.R.* Geology of northern Kanaga island, Alaska. — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1956, N 1028-D, p. 69–81.
- Coats R.R.* Geologic reconnaissance of Semisopchnoi island, Western Aleutian islands, Alaska. — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1959, N 1028-O, p. 477–519.
- Coats R.R., Nelson W.H., Lewis R.Q., Powers H.A.* Geologic reconnaissance of Kiska island. — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1961, N 1028-R, p. 503–581.
- Coleman R.G., Peterman Z.E.* Oceanic plagiogranite. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 8, p. 1099–1108.
- De Long S.E.* Distribution of Rb, Sr and Ni in igneous rocks, central and western Aleutian island, Alaska. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, vol. 38, p. 245–266.
- Drewes H., Fraser G.D., Snyder G.L., Barnett H.F.* Geology of Unalaska island and adjacent insular shelf, Aleutian islands, Alaska. — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1961, N 1028-S, p. 583–676.
- Eggler D.H.* Application of a portion of the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{--NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--MgO--FeO--O}_2\text{--H}_2\text{O--CO}_2$ to genesis of the calcalkaline suite. — *Amer. J. Sci.*, 1974, vol. 274, p. 297–315.
- Engel A.E., Engel C.E., Havens R.G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the Upper Mantle. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, vol. 76, N 7, p. 719–734.
- Faure G., Hurley P.M.* The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalt: Application to the origin of igneous rocks. — *J. Petrol.*, 1963, vol. 4, p. 31–50.
- Forbes R.B., Ray D.K., Katsura T. et al.* The comparative chemical composition of continental island arc andesites in Alaska. — In: *Proc. of the Andesite Conf. Intern. Upper Mantle Proj. Sci. Rept. 16* (*Bull. Oregon Dept Geol. and Mineral. Ind. Oregon*, 1969, N 65), p. 111–120.
- Gast P.W.* Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of earth's mantle. — *Science*, 1965, vol. 147, p. 858–860.
- Gast P.W.* Isotope geochemistry of volcanic rocks. — In: *Basalts*, N.Y., 1967, p. 325–358.
- Gast P.W.* Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, vol. 32, p. 1057–1086.
- Gates O., Powers H.A., Wilcox R.E.* Geology of the near islands, Alaska: Investigations of Alaska volcanoes. — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1971, N 1028-U, p. 709–822.
- Geological map of South Korea, scale 1:250000. *Geol. and Miner. Inst. Korea*, Seoul, Hollym Corp. Publ., 1973.
- Gorai M., Kagami H., Jizumi Sh.* Reexamination on the source material of granitic magmas. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1972, vol. 78, N 10, p. 549–559.
- Granitic rocks of different geological periods of southeastern China and their genetic relations to certain metallic mineral deposits. — *Sci. Sinica*, 1972, vol. 17, N 1, p. 56–68.
- Green T.H.* Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1972, vol. 34, N 2, p. 150–166.
- Green T.H., Green D.H., Ringwood A.E.* The origin of high-alumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkali basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, vol. 2, N 1, p. 41–52.
- Green T.H., Ringwood A.E.* Crystallization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, vol. 3, p. 481–489.
- Green T.H., Ringwood A.E.* High pressure experimental studies on the origin of andesites. — In: *Proc. of the Andesite Conf. Intern. Upper Mantle Proj. Sci. Rept. 16*. — *Bull. Oregon Dept Geol. and Mineral Ind.*, N 65, Oregon, 1969, p. 21–32.
- Hamilton W.* Origin of high-aluminian basalt, andesite and dacite magmas. — *Science*, 1964, vol. 146, p. 635–637.
- Hamilton W., Myers W.* The nature of batholiths. — *U.S. Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1967, N 554-C p. 1–29.
- Hamilton W.B., Myers W.B.* Cenozoic tectonic relationships between the western United States and the Pacific basin. — *Geol. Sci.*, 1968, vol. 11, p. 342–357.
- Huang C.C.* Basic features of the tectonic structure of China (Preliminary conclusions). — *Intern. Geol. Rev.*, 1963, vol. 5.
- Hurley P.M., Hughes H., Faure G. et al.* Radiogenic Strontium-87 model of continental formation. — *J. Geophys. Res.*, 1962, vol. 67, N 13, p. 5315–5334.
- Ichikawa K., Murakami N., Hase A., Wadatsumi K.* Late Mesozoic igneous activity in the inner side of Southwest Japan. — *Pacif. Geol.*, 1968, N 1, p. 119–208.
- Jahn B.M., Chen P.Y., Yen T.P.* Rb–Sr ages of granitic rocks in southeastern China and their tectonic significance. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 86, p. 763–776.

- Jakes P., White A.J.* Compositions of island arcs and continental growth. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 12, p. 224–230.
- Kanisawa S.* Granitic rocks closely associated with the Lower Cretaceous volcanic rocks in the Kitakami Mountains, Northeast Japan. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1974, vol. 80, N 8, p. 355–367.
- Kennedy W.A., Anderson E.N.* Crustal layers and the origin of magmas. — *Bull. volcanol. Ser.* 213, 1938, pt 1, p. 23.
- Kushiro I.* Compositions of magmas formed by partial melting of the Earth's upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, p. 619–634.
- Kushiro I.* Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. — *J. Petrol.*, 1972, vol. 13, p. 313–334.
- Kushiro I.* Origin of some magmas in oceanic and circum-oceanic regions. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 17, p. 211–222.
- Kushiro I.* Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma: An approach from synthetic systems. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 22, N 4, p. 294–299.
- Kushiro I., Kuno H.* Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. — *J. Petrol.*, 1963, vol. 4, N 1, p. 75–89.
- Lambert I.B., Wyllie P.Y.* Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kbars, with geological applications. — *J. Geol.*, 1972, vol. 80, p. 316–322.
- Lambert I.B., Wyllie P.Y.* Melting of tonalite and crystallization of andesite liquid with excess water to 30 kbars. — *J. Geol.*, 1974, vol. 82, p. 88–97.
- Lee S.M.* Metamorphic facies and facies series in relation to the tectonics of South Korea. — In: *Proc. 24th Intern. Geol. Congr. Soc. 2. Petrology. Montreal, 1972*, p. 81–87. (Progr., N 24).
- Lee S.M.* The tectonic setting of Korea, with relation to plate tectonics. — *Techn. Bull. ECAFE*, 1974, vol. 8, p. 20–27.
- Lugeon M.* Sur l'origine du granite. — *C. r. Acad. sci., Paris*, 1930, p. 5–18.
- Luth W.C., Johns A.H., Tuttle O.F.* The granite system of pressures of 4 to 10 kilobars. — *J. Geophys. Res.*, 1964, vol. 69, N 4, p. 759–773.
- Marsh B.D.* Some Aleutian andesites: Their nature and source. — *J. Geol.*, 1976, vol. 84, p. 27–45.
- Marsh B.D., Carmichael I.S.E.* Benioff zone magmatism. — *J. Geophys. Res.*, 1974, vol. 79, p. 1196–1206.
- Matsumoto T.* Some aspects of the formation of primary granitic magmas in the upper mantle. — In: *The Upper Mantle Symp., New Delhi, 1964. Copenhagen, 1965*, p. 112–126.
- Matsumoto T.* A hypothesis on the origin of the Late Mesozoic volcanoplutonic association in East Asia. — *Pacif. Geol.*, 1968, vol. 1, p. 77–83.
- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. — *Amer. J. Sci.*, 1974, vol. 274, p. 321–355.
- Mitchell A.H., Reading H.C.* Evolution of island arc. — *J. Geol.*, 1971, vol. 79, N 3, p. 253–284.
- Morosewicz J.* Komandory: Studium geographiczno-przyrodnicze. *Wwa*, 1925, 45 s.
- Murakami N.* Some problems concerning Late Mesozoic to Early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan. — *Pacif. Geol.*, 1974, vol. 8, p. 139–151.
- Mysen B.O., Kushiro I., Nicholls L., Ringwood A.E.* A possible mantle origin for andesitic magmas; discussion of a paper by Nicholls and Ringwood. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 21, p. 221–229.
- O'Conner Y.T.* A classification of quartz-rich rocks based on feldspar ratios. — *U.S. Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1965, N 525B, p. B79–B84.
- Nicholls I.A., Ringwood A.E.* Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production on silica-saturated magmas in the island-arc environments. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81, N 3, p. 285–300.
- Peterman Z.E., Hedge C.E.* Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, p. 493–500.
- Pitcher W.S.* On the rate of emplacement of batholiths. — *J. Geol. Soc. London*, 1975, vol. 131, N 6, p. 587–621.
- Presnall D.C., Bateman P.C.* Fusion relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada batholith. — *Bull. Geol. Surv. Amer.*, 1973, vol. 84, p. 3181–3202.
- Ringwood A.E.* Petrological evolution of island arc systems (Twenty seventh William Smith Lecture). — *J. Geol. Soc.*, 1974, vol. 130, p. 183–204.
- Ringwood A.E., Green D.H.* An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. — *Tectonophysics*, 1966, vol. 3, N 5, p. 383–427.
- Scholl D.W., Marlow M.S., MacLeod N.S., Bufington E.C.* Episodic Aleutian Ridge igneous activity; implications of Miocene and younger submarine volcanism west of Buldir island. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 87, p. 547–554.
- Simons F.S., Mathewson D.E.* Geology of Great Sitkin island, Alaska. — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1955, N 1028-B, p. 21–42.
- Snyder G.L.* Geology of Little Sitkin island, Alaska. — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1959, N 1028-H, p. 169–210.
- Stuckless J.S., O'Neil J.R.* Petrogenesis of the Superstition — Superior volcanic area as inferred from strontium and oxygen isotope studies. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, N 6, p. 1987–1997.
- Taylor S.R., White A.J.R.* Geochemistry of andesite and the growth of continent. — *Nature*, 1965, vol. 208, p. 271–273.
- Tuttle O.F., Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$. — *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 1958, vol. 74, p. 1–153.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава первая. К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА СВЯЗЬ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ	4
Глава вторая. ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА	11
Области с дорифейским возрастом континентальной коры юго-восточной части Сибирской платформы	12
Область с палеозойским возрастом континентальной коры	29
Верхояно-Колымская мезозойская складчатая область	30
Глава третья. ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ (ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА)	46
Охотско-Чукотский отрезок вулканического пояса	47
Сихоте-Алиньский отрезок вулканического пояса	70
Южные отрезки Восточно-Азиатского вулканического пояса	82
Глава четвертая. ОЛИГОШЕН-НЕОГЕНОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ ТИХОГО ОКЕАНА	87
Магматические образования Курило-Камчатской островной дуги	87
Магматические образования Алеутской островной дуги	104
Глава пятая. МЕСТО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ ТИХОГО ОКЕАНА	118
Восточно-Азиатский вулканический пояс	118
Верхояно-Колымская мезозойская складчатая область	120
Юго-восточная часть Сибирской платформы	125
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. О путях генерации родоначальных магматических расплавов из-вестково-щелочных серий	128
ЛИТЕРАТУРА	137

CONTENTS

INTRODUCTION	3
Chapter one. ON THE HISTORY OF DEVELOPMENT OF CONCEPTS ON RELATION OF GRANITOID MAGMATISM TO TECTONIC STRUCTURES	4
Chapter two. LATE MESOZOIC—EARLY CENOZOIC GRANITOID MAGMATISM OF THE NORTH-WESTERN PERIPHERY OF THE PACIFIC TECTONIC BELT	11
Areas with the pre-Riphean age of the continental crust of the south-eastern part of the Siberian platform	12
Area with the Paleozoic age of the continental crust	29
Verkhoyano-Kolymskaya Mesozoic folded area	30
Chapter three. GRANITOID MAGMATISM OF THE LATE MESOZOIC CONTINENTAL MARGIN OF EAST ASIA (OF THE EAST ASIAN VOLCANIC BELT)	46
Okhotsk—Chukotka segment of the volcanic belt	47
Sikhote-Alin segment of the volcanic belt	70
Southern segments of the East Asian volcanic belt	82
Chapter four. OLIGOCENE—NEOGENE MAGMATIC ROCKS OF ISLAND ARCS OF THE NORTH-WESTERN PERIPHERY OF THE PACIFIC OCEAN	87
Magmatic rocks of the Kurilo-Kamchatka island arcs	87
Magmatic rocks of the Aleut island arc	104
Chapter five. PLACE OF GRANITOID MAGMATISM IN THE HISTORY OF DEVELOPMENT OF MESO-CENOZOIC STRUCTURES OF THE NORTH—WESTERN PERIPHERY OF THE PACIFIC OCEAN	118
East-Asian volcanic belt	118
Verkhoyano-Kolymskaya Mesozoic folded area	120
South-eastern part of the Siberian platform	125
CONCLUSION. On generation of primary magmatic melts of calc-alkali series	128
BIBLIOGRAPHY	137

Татьяна Вячеславовна Молчанова
МЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ
СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА
(их тектоническое положение и происхождение)

Труды, вып. 335

Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор *А.В. Орлова*
Редактор издательства *Л.С. Тпельзон*
Художник *М.Н. Кузьмина*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *А.Л. Шелудченко*

ИБ № 21349

Подписано к печати 8.04.81. Т-03095
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,3. Уч.-изд.л. 15,1
Тираж 600 экз. Тип. зак. 237. Цена 2р. 30к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

