

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
КАЗАХСКОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ
ОБЪЕДИНЕНИЕ ПО ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫМ РАБОТАМ
КАЗГЕОЛОГИЯ

МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА



Издательство «НАУКА» Казахской ССР
АЛМА-АТА-1988

Магматизм Северного Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1988. — 168 с.

Рассмотрены главнейшие особенности магматизма и постмагматизма Северного Казахстана. Дана характеристика геологического размещения, строения, петрографических, минералогических, петрохимических и радиологических особенностей магматических и метасоматических комплексов. Проведено их формационное расчленение. Показаны эволюция магматизма и этапы становления коры континентального типа различных структурно-формационных зон, установлена связь с ним различных видов полезных ископаемых.

Книга является справочным руководством по петрологии магматических и гидрофлюидитовых комплексов и рассчитана на широкий круг геологов и металлогенистов, занимающихся вопросами магматической геологии, петрологии метаморфизма и постмагматизма.

Библиогр. 129. Ил. 38. Табл. 35.

Редакционная коллегия:

А. А. Абдулин (главный редактор), М. А. Абдулкабирова, Д. А. Венков,
В. Г. Ли, А. Н. Нурлыбаев (ответственный редактор), В. И. Пигульский,
В. И. Старов (ответственный секретарь)

Рецензенты:

доктора геолого-минералогических наук О. Ф. Кроль, Г. Ф. Ляпичев

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга содержит геолого-петрографические данные об изверженных породах и сопровождается картой магматических формаций, отображающей петрогенетические и историко-геологические аспекты развития магматизма Северного Казахстана.

За последние десять лет произошли существенные изменения в стратиграфии допалеозойских и палеозойских отложений, накопился новый материал по внутреннему строению вулканогенных разрезов и различных плутонов, а также появилось большое количество радиологических определений абсолютного возраста, что обусловило изменение в последовательности формирования и объемных соотношениях изверженных пород. Многие магматические комплексы имеют только прежние названия в соответствии с изданными в 1977 г. корреляционными схемами, но по составу и генезису получили иную трактовку. Радиохронологические рубежи ордовик — силур (460 млн. лет), силур — девон (410 млн. лет), карбон — пермь (300 млн. лет) основаны на материалах по изотопии магматических пород палеозойского Центрального Казахстана.

Новые геолого-петрографические материалы позволили в региональном масштабе выделить из состава стратифицированных отложений архея самостоятельный магматический комплекс эколгитов — перидотитов — габбро, имеющих радиологический возраст — 2600—3600 млн. лет, близкий к возрасту протокры.

Вулканические образования, находящиеся в единых разрезах с осадочными отложениями, даны в виде самостоятельных комплексов, сохранивших названия серий и свит, стратиграфический уровень которых подробно изложен в книге «Геология Северного Казахстана». Новые материалы по стратиграфии венд-кембрийских и нижнеордовикских отложений дают возможность уточнить возраст базитовых комплексов начальных этапов геосинклинального развития. Базальтоидные и контрастные (спилит-кератофиновые) формации в свете новых палеонтологических данных на востоке территории в основном относятся к нижнему кембрию, а на западе — к кембрию — нижнему ордовику. Интрузивные ассоциации (жиландинский, ешкиольмесский, темирастауский комплексы) в связи с этими данными получили новую генетическую трактовку. Существенно уточнены пространственное размещение, объемные соотношения и вещественный состав ранее известных магматических комп-

ПРИНЦИПЫ ВОЗРАСТНОЙ И ФОРМАЦИОННОЙ КОРРЕЛЯЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Значительная распространенность магматических пород обусловила такое положение, что в любой геологической работе обязательно содержатся те или иные сведения по магматизму. Особый интерес представляют вопросы региональной возрастной и формационной корреляции магматических образований. Она же впервые отражена в трудах I Казахстанского петрографического совещания [63], затем — в трудах II Казахстанского петрографического совещания [47, 64] и в издании «Возрастная и формационная корреляция магматических образований территории СССР» [21]. Изложенные здесь теоретические представления и многие методические приемы, разработанные ранее [3, 43, 46, 47, 57, 58, 75, 79, 83, 119], использованы при формационном анализе магматизма. Остановимся на тех из них, которых авторы придерживались в практической работе и при написании настоящей монографии.

Фаза — это состояние вещества, находящегося в метастабильном равновесии с окружающей макро- и микросредой. Она должна быть однородной и иметь однородный состав соответственно выбранному масштабу изображения.

В петрографии самыми элементарными являются минеральные фазы (например, ортоклазовая и альбитовая составляющие пертитов), в петрогенезе — однородные горные породы, имеющие собственный объем и зримую поверхность распространения, которую можно картировать. Следует различать фазы, образовавшиеся в результате распада твердого раствора, внутрикамерного расслоения, направленного процесса кристаллизации расплава, и фазы, возникшие при механическом перемещении отдельных порций магмы в объемах, соизмеримых с размерами вулканов и плутонов. Внутри фаз возможны различные нарушения вещественной гомогенности. Это будут уже фации — вполне определенные количественные, минералого-петрографические и структурно-текстурные вариации (неоднородности) фазового состояния вещества. Чем более разнороден фазовый состав магматических образований, тем многообразнее фациальный набор пород, имеющих постепенные взаимопереходы. В вулканических и вулканоплутонических ассоциациях фации чаще отражают смену глубинности термодинамических обстановок. В типичных плутонических образованиях наряду с температурой и давлением большое значение приобретает совокупность факторов вмещающей геологической среды. Фации могут отражать гибридность, ассимиляцию, магматическое замещение и метасоматоз различных этапов становления плутонов. Фазовое и фациальное состояние пород и минералов является первым и главным признаком, отражающим палеомагматическую обстановку прошлого, что необходимо выяснять, прежде всего, в работах по Геолкарте-50.

Более крупным классификационным подразделением считается конкретный магматический комплекс. Он понимается как закономерная вещественная, временная и пространственная генетическая ассоциация магматических тел верхних слоев земной коры. Комплекс отражает некоторую совокупность одновременных процессов развития магматического очага и относительно ограниченного (изолированного) участка литосферы. Характер взаимоотношения магматических образований с вмещающими породами дает возможность судить об эндогенном режи-

ме определенного участка земной коры. Петрогенетические и хроностратиграфические критерии геологической группировки изменяются и наряду с этим уточняются возраст и объемные соотношения магматических пород конкретных комплексов.

Выявлено [47, 84, 120], что в каледонской Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системе, простирающейся на 2000 км, в зонах древних микроконтинентов существуют позднеордовикские однотипные диорит-гранодиоритовые комплексы. Возникновение латерального ряда таких ассоциаций пород можно объяснить только одновременной магматической деятельностью, проявившейся на обширной территории. Сравнительный анализ комплексов свидетельствует о том, что они формировались в сходных структурах, при вполне определенном геодинамическом режиме. Такой набор конкретных комплексов авторы вслед за О. А. Богатиковым, А. М. Борсуком предлагают именовать региональной магматической формацией.

Многие исследователи при выяснении закономерностей развития магматизма употребляют термин «магматическая серия», который приравнивают к понятию «магматический комплекс», что, на наш взгляд, является ошибкой. Дело в том, что серия — это прежде всего группа или ряд точек, коэффициентов, определенных параметров или предметов, отражающих последовательные события и взаимосвязь (общность) между ними. Если это так, то слова «серия» или «магматическая серия» не должны прямо указывать на генетическую сущность объектов изучения, поэтому термин следует заменить понятиями «минералогическая серия» и «петрохимическая серия», которые могут употребляться для вариационной корреляции составов горных пород, что полнее отразит различные аспекты петрогенеза и будет больше способствовать металлогеническому прогнозированию.

Магматические формации рассмотрены в различных аспектах геолого-петрографической коррелятивной взаимосвязи. Пространственное размещение проведено с учетом развития региональных геологических структур, геосинклинальных прогибов, устойчивых поднятий, зон активизации, которые в обобщенном виде приведены как структурно-формационные зоны (табл. 1). Они начали закладываться в раннем протерозое на коре субокеанического типа. Каждая из них имеет определенную совокупность закономерно проявленных осадочных разрезов, магматических тел, полей вулканизма и метаморфизма.

Большое внимание уделено всестороннему анализу вещественного состава типовых разновидностей пород. Известно, что индикатором тектономагматического режима [10, 12, 33, 45, 46, 50, 51] является поведение щелочей, а следовательно, и фазовый состав щелочных полевых шпатов [72, 83, 85, 119]. По количественному соотношению фаз пертитов в породах можно уверенно выделить два генетических ряда формаций гранитоидов: диорит-гранодиорит (тоналит)-гранитовый и гранит-лейкогранит-алясцитовый. Первый ряд представляет собой группу доорогенных (раннеорогенных) формаций, заметно отличающихся от орогенных формаций второго ряда не только набором пород, но и специфическими особенностями фазового состояния полевых шпатов и качественно-количественным составом аксессуарных минералов (табл. 2, 3). Полевые шпаты гранитоидных комплексов раннеорогенного этапа заметно отличаются от орогенных повышенной чистотой, отсутствием грубых альби-

Таблица 2. Петрографические особенности главнейших серий

Стандартные породы	Формационный	
	габбро-диорит-плагногранитовый	диорит-гранодиоритовый
Граниты	Натровые лейкограниты, <10% А6 компонента в полевых шпатах	Гранатово-двуслюдяные лейкограниты, 10—15% А6 компонента в К—Na полевых шпатах
Гранодиориты	Существенно плагиоклазовые парагенезисы, <10% А6 компонента в К—Na полевых шпатах	Двуполевошпатовые 5—15% А6 компонента в К—Na полевых шпатах
Диориты	Бескалишпатовые парагенезисы	Амфибол-биотитовые 10% А6 компонента в К—Na полевых шпатах
Габбро	То же	Пироксен-амфибол-биотит-

товых вростков, т. е. существенно калиевым составом, тогда как в гранитоидах второго типа калиевые полевые шпаты часто обогащаются альбитовой фазой и имеют калиево-натриевый состав.

Таблица 3. Среднее содержание аксессуарных минералов в лейкогранитах разных генетических типов, г/т

Минерал	I ювенильный			II коровый		
	1	2	3	4	5	6
Циркон I	+	30	16	42	29	32
Апатит	100	18	13	6	16	23
Магнетит	1330	7352	2880	2000	241	534
Ильменит	—	396	114	2	2	2
Сфен	40	1460	61	2	0,1	5
Ортит	5	35	12	—	—	0,7
Торит	—	3	2	1	—	0,6
Циркон II	—	—	1	1	2	0,6
Ксенотим	—	—	—	20	0,1	0,1
Анатаз	—	—	1	1	—	0,1
Флюорит	—	1	2	243	5,6	3,1

Примечание. I — лейкограниты диорит-гранодиоритовой магмоформационной серии (1, 2 — из зон каледонид Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы, 3 — из зоны герцинид Джунгаро-Балхашской складчатой системы); II — лейкограниты гранит-алюкситовой магмоформационной серии (4 — из зон герцинид Джунгаро-Балхашской складчатой системы; 5, 6 — из зон каледонид Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы).

По соотношению аксессуарных и рудных минералов оба типа гранитоидных формаций также заметно различаются между собой. Для первой группы характерны магнетит, титаномгнетит, ильменит, сфен, тогда как для второй группы — флюорит, бурый циркон, ксенотим и другие.

гранитоидов различных магмоформационных рядов

ряд

гранодiorит-гранитовый	гранит-аляскитовый	монцитит-спенитовый
Двуслюдные лейкограниты, 15—25% А6 компонента в К—Na полевых шпатах	Мусковитсодержащие лейкограниты, $\geq 50\%$ А6 компонента в К—Na полевых шпатах	Биотит-роговообманковые парагенезисы с субщелочной P_0 , $\geq 50\%$ А6 компонента в К—Na полевых шпатах
парагенезисы 15—30% А6 компонента в К—Na полевых шпатах	Только гибридные фации, парагенезисы неравновесные	Монцититоидные разновидности с пироксен-амфибол-биотит-калишпатовыми парагенезисами
парагенезисы с калишпатами 5—15% А6 компонента в К—Na полевых шпатах	То же	То же
калишпатовые парагенезисы	—	—

В конце 50-х годов под руководством и при участии академика К. И. Сатпаева и профессора В. К. Монича на казахстанских материалах и на аналитической базе ИГН АН КазССР были получены калий-аргоновым методом цифры абсолютного возраста, датировавшие границы главных периодов палеозоя (табл. 4). В предложенной шкале вза-

Таблица 4. Фрагменты геохронологических шкал

Период	Варианты главнейших границ палеозоя, млн. лет								
	Холмс, 1947	Афанасьев, 1960	Сатпаев, Монич, 1960	Калп, 1961	Комиссия по абсолютному возрасту, 1966	Харленд и др., 1982	Хаин и др., 1982	Комиссия по абсолютному возрасту, 1982	Предлагаемый возраст
Триасовый	182			230		—248—	—230—		
Пермский	203	270	300	280	285	—286—	—285—	—278 ± 10—	300(b—m)
Каменноугольный	255	320	380	345	350	—360—	—350—	—330—350—	350(sp)
Девонский	313	400	430	405	405	—408—	—405—	—400 ± 10—	400(gv)
Силурийский	350	420	460	425	440	—438—	—435—	—430 ± 15—	—460—
Ордовикский	430	480	490	500	500	—505—	—480—	—490 ± 20—	

мен устаревших представлений (датировок) европейской шкалы Марбла и Холмса границы отдельных периодов удрежнялись на 50—70 млн. лет. Казахстанские датировки главнейших эпох палеозоя были существенно древнее таковых, полученных Г. Д. Афанасьевым по материалам Кавказа и Урала. Было много дискуссий по поводу возможного повышенного содержания аргона в пробах казахстанских слюд. Но скептическое отношение изменилось после сверки точности аналитических работ различных лабораторий по общесоюзным эталонным пробам слюд [79]. К середине 60-х годов стало ясно, что прежние возрастные рубежи отечественной шкалы следует удреვნить и приблизить к казахстанским, что и было сделано.

Созданная шкала нашла большое применение при региональной корреляции геологических формаций, особенно магматических, и при составлении геологических карт разного назначения. После этого был проведен комплекс работ по уточнению калий-аргоновых датировок главных границ геохронологической шкалы. И в настоящее время для палеозойд Центрального и Южного Казахстана границы главнейших периодов по значению цифр абсолютного возраста существенно не изменились.

Так, рубеж верхнего ордовика не может быть моложе 460 млн. лет. Этому уровню отвечает магматизм, завершивший позднегеосинклинальный этап развития каледонид, что подтверждается многочисленными разрезами, содержащими органику.

Время в 400 ± 15 млн. лет имеют многие интрузии девонского пояса (первый девонский комплекс Чу-Илийского пояса), и они не должны быть древнее границы раннего — среднего девона (живетское время), которому соответствуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные свиты с флорой.

Рубеж в 350 ± 10 млн. лет не должен быть древнее нижнекаменноугольного отдела (серпуховский ярус). На этом уровне находятся интрузии гранодиоритов — гранитов, прорывающих слои не древнее фамен-турнейского и серпуховского ярусов раннего карбона (балхашский и музбельский комплексы).

300 млн. лет — этот возраст не может быть древнее среднекаменноугольного уровня башкирского — московского ярусов (Саякский репер, Саякский массив).

Если подвергать сомнению предлагаемые в цифрах абсолютного возраста границы геологических периодов, значит, нужно пересматривать, сомневаться и отрицать закономерности, выявленные геологами-съемщиками, стратиграфами, палеонтологами, материалы которых узаконены на изданных геологических картах.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ И МАГМОФОРМАЦИОННЫЕ СЕРИИ

Петрогенетический анализ проведен с учетом структурно-формационного районирования, которое разработано в ИГН АН КазССР А. А. Абдулиным [2, 3] и Г. Ф. Ляпичевым [57, 58] на примере палеозойд всего Казахстана.

Рассматриваемая территория в тектоническом отношении располагается в пределах планетарного Урало-Монгольского пояса и представ-

ляет собой северное окончание каледонской Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы, где выделяется ряд структурно-формационных зон. Каждая структурно-формационная зона применительно к магматизму отличается прежде всего вертикальным набором и последовательностью образования конкретных магматических комплексов. Весь объем магматических формаций называется магмоформационной серией (см. табл. 1).

Зоны отличаются различным возрастом образования однотипных формационных комплексов, появлением или выпадением из разрезов характерных слоев и интенсивностью проявления эндогенных процессов. Структурно-формационные зоны являются временными категориями: заложившись и пройдя свой путь развития, они на определенных этапах соединялись с соседними и существовали вместе в едином геодинамическом режиме.

Зоны устойчивых поднятий. *Кокчетавский блок* сложен главным образом докембрийскими метаморфическими образованиями, прорванными многочисленными гранитоидными массивами палеозойского возраста. Отмечаются небольшие по размерам тела офиолитовой формации. В отдельных разобщенных грабенах встречаются (главным образом по периферии) венд-кембрийские и ордовикские отложения. В виде наложенных, также разобщенных мульд картируются девонские, каменноугольные и триасовые отложения.

Заградовская подзона погребена под мощным покровом платформенных мезозойско-кайнозойских осадков. Сложена в основном рифейскими и нижнепротерозойскими нерасчлененными образованиями, датируемыми на большой площади весьма условно. В ее пределах широко развиты гранитоидные массивы зерендинского и орлиногорского рудноносных комплексов.

Шатский блок в своей основе сложен глубокометаморфизованными докембрийскими породами (зерендинская серия) и насыщен гранитными интрузиями. Южная граница со Степнякской синклирной зоной и северная с Петропавловской проходят по разломам. Формационным своеобразием зоны является наличие в разрезе рифея осадочно-вулканогенной толщи.

Зоны геосинклинальных прогибов. *Марьевская зона* протягивается в юго-западном направлении вдоль р. Ишим. Ее верхние структурные этажи сложены в основном ордовикскими образованиями. Нижняя часть разреза (ранний и средний ордовик) представлена карбонатно-терригенными флишоидными отложениями, а верхняя (поздний ордовик) — осадочно-вулканогенными. Вулканогенные породы (каргалинский комплекс) относятся к островодужной андезитоидной серии. Отмечаются довольно крупные последовательно дифференцированные позднеордовикские гранитоидные интрузии, а также мелкие тела и дайки диабазов, пикритов, долеритов мезозой-кайнозоя. Большая часть зоны перекрыта платформенным чехлом Тургайского прогиба.

Калмаккольская зона примыкает к Кокчетавскому блоку с юга, по Новокронштадской зоне разломов. В разрезе отложений преобладают флишоидные толщи осадков ордовикского времени, представленных морскими, в основном кремнисто-терригенными формациями. В верхах разреза присутствуют вулканогенные образования. Вдоль Новокронштадской зоны разломов располагается цепь небольших грабен-син-

клиналей (Чистопольская, Якшиянгиштауская, Новокронштадская и др.), сложенных эффузивными, пирокластическими и континентальными осадочными образованиями девона. Интрузивный магматизм проявлен отдельными массивами позднеордовикского времени гранодиоритового и диоритового состава, а также девонскими интрузиями щелочного (ишимский комплекс) и кислого (дальненский комплекс) состава.

Степнякская зона примыкает к Кокчетавскому срединному массиву с востока и вместе с Восточно-Кокчетавским трогом, Ешкиольмесской антиклинорной и Селетинской синклинорной зонами входит в Ерментау-Заилийскую каледонскую складчатую систему, сформировавшуюся на месте раннекаледонской эвгеосинклинальной области, заложившейся на гетерогенном докембрийском основании, по-видимому, в рифейско-вендское время. Зона характеризуется широким развитием магматических серий раннего палеозоя в интрузивных и эффузивных фациях. Низы разреза геосинклинальных образований представлены кремнисто-спилит-диабазовой формацией.

В ордовикское время *Степнякская зона*, так же, как и соседняя с ней *Селетинская*, представляла собой «островодужную» структуру архипелагового типа. Непосредственно вслед за андезитоидным вулканизмом произошло становление крупных массивов преимущественно диорит-гранодиоритового состава (*степнякский, крыккудукский комплексы*). Осадконакопление в среднем палеозое проявлено очень слабо, в отдельных наложенных мульдах. В силурийско-девонское время *Степнякская зона* частично оказалась под влиянием позднекаледонского магматизма.

Селетинская зона ограничена серией разломов северо-восточного направления, отделяющих ее от *Степнякской зоны* на западе и *Ерментауской* на востоке. Сложена зона ордовикскими отложениями, составляющими непрерывный разрез без существенных перерывов и несогласий, начиная от аренигских и кончая позднеордовикскими. В составе *Селетинской зоны* (синклинория) различают две подзоны: собственно *Селетинскую* (среднего и нижнего течения р. Селеты) и *Южно-Селетинскую* (верховья р. Селеты). Последняя отделяется блоками допалеозойских, девонских и каменноугольных пород и серией разрывов северо-западного направления.

ДОПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

К описываемым формациям отнесены четыре комплекса: кумдыкольский эклогит-перидотит-габбровый, сексенкольский мигматит-гранитогнейсовый, кууспекский андезит-риолитовый и иманбурлукский порфириитоидный.

Как автономные метамагматитовые комплексы выделяются авторами впервые (рис. 1).

КУМДЫКОЛЬСКИЙ ЭКЛОГИТ-ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВЫЙ КОМПЛЕКС

Эклогиты в регионе впервые были выявлены и описаны М. А. Абдулкабировой в 1946 г., затем И. А. Ефимовым в 1962 г. С тех пор многие исследователи (Л. Г. Боровинская, Д. П. Виноградов, В. Е. Гончаренко, Н. Л. Добрецов, А. А. Заячковский, Г. М. Ковнурко, В. Г. Кушев, Л. А. Перчук, О. М. Розен, Н. В. Соболев и др.) вносили ценный положительный вклад в познание эклогитов, при этом все подтверждали дорифейский возраст, а суть разногласий сводилась к петрогенезису пород — либо эклогиты первично магматические, мантийные, либо они возникли в результате метаморфизма мафит-ультрамафитов или стратифицированных осадочных толщ.

Приводим краткую характеристику эклогитовой серии на основе опубликованных материалов и данных собственных геолого-петрологических исследований, выполненных в 1978—1985 гг., которые дали основание выделить самостоятельный кумдыкольский эклогит-перидотит-габбровый комплекс.

Горные породы этой ассоциации пространственно тяготеют к областям развития глубокометаморфизованных образований докембрия. В Кокчетавской глыбе, вдоль Сулутобинской зоны, среди гранат- и дистенсодержащих сланцев, гнейсов, мраморов зерендинской и кумдыкольской серий насчитывается до двадцати участков с обнаженными эклогитами. Установлено, что мелкие диафторированные обнажения, глыбы, ксенолиты габбро-эклогитов встречаются среди гранитогнейсов и анатектических гранитов раннего палеозоя, интродуцированы и диоритизированы ими. Между мафитами наблюдаются различные структурные и вещественные переходы. Линейно-плоскостная ориентировка минералов обычно крутая, совпадает с положением поверхности контактов. Бывает, что измененные эклогиты разбиты трещинами, прожилками, вы-

полненными гранитным материалом, с амфиболом, турмалином, кварцем, эпидотом, хлоритом, карбонатом. Иногда линзовидные плоские залежи измененных эклогитов занимают почти горизонтальное положение на поверхности гранат-силлиманит-слюдяных сланцев, без признаков реакционных взаимоотношений, свидетельствуя о существовании надвигов.

Геофизические материалы А. А. Заячковского, А. М. Васильева по Кокчетавской глыбе показывают, что эклогиты — габбро-перидотиты

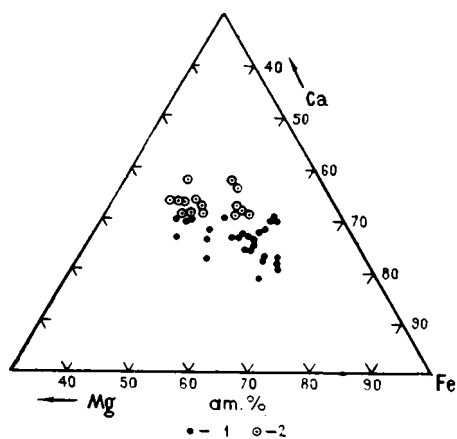


Рис. 2. Состав гранатов из эклогитов. Разновидности оранжевого (1) и розового (2) цвета. Анализы выполнены на микроанализаторах «Сатевах» в ЦНИГРИ и ИГиГ СО АН СССР

контролируются линейными цепочками положительных магнитных аномалий сил тяжести, ориентированными в северо-западном и северо-восточном направлении. Установлено, что тела эклогитов иногда прорываются дайками керсантитов и диоритовых порфиритов.

Геолого-геофизические данные различных исследователей позволяют считать эклогит-перидотит-габбровый комплекс по возрасту допалеозойским. Радиологические определения абсолютного возраста по минералам метаморфизованных и свежих эклогитов находятся в интервале 450—3600 млн. лет. Самые древние цифры отражают начальную суть изотопной жизни минералов; в данном случае — время образования гранатов и пироксенов пироповых перидотитов, а более молодые датировки — это степень метаморфизма и время амфиболитизации — гранулитизации исходных пород и первичных минералов.

Наши материалы дают основание говорить о региональном распространении парагенетической ассоциации пород, на которые наложены дорифейская гранулитизация и раннепалеозойская диоритизация. Тела эклогитов и ассоциирующих с ними пород имеют округлые, линзовидные, будинообразные формы и прослеживаются по длине от первых метров до 2—4 км при ширине, достигающей 200 м. Детальное изучение показало, что все тела сильно деформированы, разбиты на блоки, ограниченные разломами. Наиболее сильная тектоническая и метасоматическая переработка пород отмечается по разломам северо-восточного и северо-западного направления. В пределах каждого изученного участка прослеживается пространственная и парагенетическая связь эклогитов и габбро с гранатовыми амфиболитами, эклогитоподобными породами, гранулитами и низкотемпературными метасоматитами.

Эклогиты — это зеленовато-черные или темно-серые породы, имеющие массивную или полосчатую текстуру, мелко- и среднезернистую структуру. Содержат до 20—50% граната. Эклогиты сложены моноклинным пироксеном — омфацитом с примесью жадентовой молекулы или акмитового компонента до 20%, гранатом (рис. 2) из группы пи-

ральспитов, амфиболом, варьирующим от обыкновенной зелено-бурой роговой обманки до высокожелезистой роговой обманки густо-зеленого цвета (табл. 5). Обычно коричневая и зелено-бурая роговая обманка замещает пироксен. В виде примесей могут присутствовать в породах актинолит, цоизит, эпидот, кварц, полевые шпаты, биотит, флогопит. Акцессорные минералы представлены ильменитом, рутилом, апатитом, цирконом и вторичным сфеном.

Таблица 5. Количественно-минеральный состав метаморфизованных пород кумдыкольского комплекса, %

Порода	Кол-во шпатов	Гранат	Омфацицит	Амфибол	Кварц	Рутил	Магнетит	Эпидот-цоизит	Прочие
Эклогит Роговообманковый	7	35	26,5	5,7	22,1	2	1,1	3,5	4
эклогит Амфиболизированный	5	28	20	21	21	1,5	0,8	5	2,8
эклогит Гранатовый амфиболит	6	28,3	23,2	22,5	18,3	2	0,9	1,5	3
	7	25,7	2,1	30	22,8	1,4	1,8	14,2	1,8

Примечание. Средний состав дан по материалам Г. М. Ковнурко, А. А. Прияткина.

Габбро, имеющие парагенетические связи с эклогитами, распространены шире, чем остальные породы комплекса. Они обнаруживают все свойства магматических пород во взаимоотношениях с вмещающими толщами. По минералогическому составу различаются гранат-пироксеновое, пироксен-амфиболовое и кварцевое габбро. Они весьма неустойчивы по структуре и составу, что во многом объясняется вторичными, наложенными процессами кремнекалиевого метасоматоза, в результате чего наблюдаются постепенные переходы между мелано- и лейкократовыми разновидностями пород. Метасоматические породы, образовавшиеся по габбро, могут содержать до 30% смеси актинолита с биотитом и 30—50% кварца с ортоклазом, приближаясь по некоторым свойствам к гранито- и диоритогнейсам, которые повсеместно встречаются в зонах развития эклогитов — габбро — амфиболитов.

Амфиболиты образуют согласные, будинированные и дайковидные тела во вмещающих породах, а также предстают в виде фациальных разновидностей габбро и эклогитов. Гранатовые амфиболиты являются чаще диафторическими образованиями по эклогитам и габбро. С ними в ассоциации обнаружены ильменитовые, пироповые перидотиты, содержащие иногда клиногумит, шпинель, карбонат. В основном это останцы пород, имеющих директивную текстуру. Сохранившиеся кое-где реликты слоев обогащены гранатом и клиногумитом, содержат также оливин, орто- и клинопироксен, амфибол, плагиоклаз, кварц.

Самый ранний метасоматоз по перидотитам — эклогитам — габбро генетически связан с докембрийским этапом магматизма и калиевой гранитизацией, дошедшей до гранитных выплавок и их перемещения в метаморфический комплекс. Метасоматоз проявился в зонах повышен-

ной трещиноватости в телах эклогитов и в их ксенолитах, расположенных среди гранитоидных массивов. Он осуществлялся в два этапа (магматический, постмагматический) и развивался в абиссальной фации глущины.

Среди апоэклогитовых метасоматических пород можно выделить гранат-пироксеновые метасоматиты, формировавшиеся как в магматическую, так и в постмагматическую стадию, и сходные с породами магнезиально-скарновой формации, описанной Л. И. Шабыниным, В. А. Жариковым, А. Е. Лисициным и другими исследователями, а также пироп-олигофиллитовые и пироп-клиногумит-шпинель-серпентиновые метасоматиты.

По сравнению с равномернoзернистыми эклогитами гранат-пироксеновые метасоматиты имеют неравномерное крупнозернистое и пегматоидное строение, часто с пятнистым распределением граната. Цвет граната более светлый, с оранжевым или бурым оттенком, пироксен яркoли светло-зеленый, в отличие от темного пироксена эклогитов.

Апоэклогитовая природа гранат-диопсидовых метасоматитов прослеживается по реликтам неизмененных эклогитов, в метасоматически переработанных разностях, по наличию пород промежуточного химического состава между эклогитами и гранат-диопсидовыми метасоматитами. Об этом же свидетельствует изменение состава граната с увеличением гроссулярового минала и преобразование амфицита в салит с постепенным снижением содержания натрия и увеличения кальция. Процесс течет вплоть до образования известковых скарнов с существенно гроссуляровым гранатом и диопсидом.

Из крупных зон метасоматоза в эклогитах наибольший интерес представляют отмеченные выше антофиллитовые — пироповые с флогопитом и кварцем и флогопит-пироповые антофиллитсодержащие метасоматиты. Все они связаны с участками разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания. Зоны пироп-антофиллитовых метасоматитов сходны во внешнем облике, внутреннем строении, минеральных парагенезисах и химическом составе пород и минералов, обнаруживая, однако, разную степень переработки исходного эклогитового материала. Метасоматические породы такого состава до сих пор не были установлены в эклогитах Северного Казахстана и в других районах развития эклогит-гнейсовых комплексов.

Магнезиальные метасоматиты состоят из пироба, антофиллита, флогопита и кварца. Гранат обладает зональностью с увеличением в нем магния от центров кристаллов к их краям.

С известной долей условности в пределах полей метасоматитов можно выделить центральную, краевую и переходную зоны. От периферии к центру наблюдается изменение структуры пород, их общего химизма и состава главных породообразующих минералов, граната и темной слюды.

В центральной зоне развиты крупнозернистые амфибол-флогопит-гранатовые буровато-фиолетовые породы. В них преобладают крупные (3—8 мм) округло-изометричные розовато-фиолетовые зерна граната (60—65%), между которыми развиты (до 5×8 мм) листочки, часто изогнутые, золотисто-коричневой слюды (20%), а также зерна амфибола (10—15%) светло-бурого или светло-зеленого цвета, размеры которых иногда достигают 10—15 мм.

Среди крупнозернистых пород отмечаются участки средне- и мелкозернистых метасоматитов, размеры зерен граната в которых не превышают 1—3 мм. На таких участках уменьшается также содержание слюды и в заметных количествах появляется кварц в виде скоплений и прожилков. Вариации размеров зерен и соотношений слюды и других минералов обуславливают такситовое и грубополосчатое строение метасоматических пород.

В краевой зоне преобладают мелко- и среднезернистые (кристаллы около 3 мм) метасоматиты, обогащенные амфиболом (10—15%), а более крупнозернистые (3—5 мм) образуют в них отдельные скопления и полосы.

В переходной к эклогитам метасоматической зоне присутствуют метасоматиты и эклогиты, преимущественно мелкозернистые. В них на фоне темно-зеленой массы амфибола и пироксена выделяются мелкие округлые зерна оранжевого граната. Метасоматиты образуют линзовидные скопления и полосы мелкозернистых пород слюдисто-гранатового и амфибол-слюдисто-гранатового состава. Количество их резко уменьшается по мере удаления от границы с метасоматической зоной. Амфиболы метасоматических пород представлены двумя разновидностями — роговой обманкой и бесцветным антофиллитом. Они имеют резко подчиненное развитие (2—3%) и неповсеместное распространение в центральной и краевой зонах. Слюды в центральной и краевой зонах представлены светлоокрашенным золотисто-желтым флогопитом, в переходной и в эклогитах — биотитом. Акцессорные минералы апоэклогитовых метасоматитов: апатит, рутил, содержание которого иногда достигает 2—3%, сфен и очень редко циркон.

Другая разновидность зон метасоматических пород имеет пироп-антофиллитовый состав с переменным количеством флогопита и кварца. Центральная зона сложена крупнозернистыми пироп-антофиллитовыми метасоматитами, краевая — более мелкозернистыми разновидностями, а у контакта (в переходной зоне) присутствуют метасоматиты и метасоматически измененные (амфиболизированные и ослоденелые) эклогиты.

Эклогиты в приконтактной зоне состоят из изометричных зерен оранжевого граната (30%), бесцветного или светло-зеленого пироксена (20%), зеленовато-бурого амфибола (15%) и биотита, плеохроирующего от светло- до темно-коричневого и развивающегося совместно с кварцем и полевым шпатом в интерстициях. Акцессорными минералами в них являются рутил и реже циркон. Главные минералы метасоматических пород — гранат (пироп) и антофиллит, а местами также флогопит и кварц в разных количественных соотношениях.

Метасоматиты центральной зоны имеют крупнокристаллическое строение с занозистым неровным сколом. Гранат в них образует крупные (2—4 мм) округлые кристаллы с розоватым и сиреневым оттенком. Содержание его в породе составляет 30—50%. Антофиллит наблюдается в виде вытянутых бесцветных прозрачных кристаллов размером до 1 см. На отдельных участках этот минерал образует сплошные агрегаты, реже изометричные зерна размером до 0,5 мм, цементирующие гранат. Содержание его в породах зоны варьирует от 10 до 40%. Флогопит представлен светло-коричневыми, с золотистым оттенком, листочками, развивающимися по антофиллиту и в интерстициях между зернами граната и антофиллита. Содержание его варьирует от единичных знаков

до 20%. Кварц распределен неравномерно, составляет от 10 до 50% объема породы и имеет вид крупных неправильных кристаллов без следов тектонического воздействия. Встречены также единичные зерна плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Из акцессорных минералов присутствует рутил в форме неправильных зерен темно-красного цвета. Содержание его достигает 5%. Гранат в пироп-антофиллитовых метасоматитах и измененных эклогитах представлен зональными и незональными кристаллами. В зональных гранатах центральные части менее магнезиальны и более железисты, чем краевые при стабильном кальции.

Анализ вещественного состава зон магнезиального метасоматоза позволяет сделать вывод о том, что он проявился в эклогитах, характеризуется привнесением магния и выносом железа и в меньшей степени кальция. Процесс шел с полной кристаллизацией эклогитов в центральной зоне. Пиропы из зон магнезиального метасоматоза в эклогитах отличаются от пиропов кимберлитов почти полным отсутствием хрома.

По спектральным анализам в породах комплекса установлено постоянное присутствие следующих элементов-примесей: хрома, никеля, кобальта, платины, ванадия, титана, циркония, стронция, скандия, германия, галлия, серебра, меди, свинца, цинка, молибдена, лития, олова, ниобия, урана, тория, редких земель. Содержание примесей калия, рубидия, стронция, урана и тория, изученных А. Г. Бурдынюк, Г. И. Туровым и др., очень близки во всех разновидностях пород, но несколько выше, чем в мантийных породах по Б. Г. Лутцу [54]. По средним значениям хромистости — ванадиенности (рис. 3) североказахстанские эклогиты занимают естественное положение в ряду мантийных базальтоидов, приближаясь к кимберлитам и толеитам.

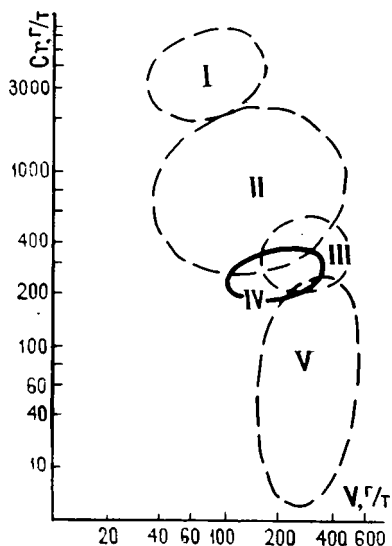


Рис. 3. Соотношение Cr и V в мантийных горных породах.

Поля: I — ультрамафиты — мафиты, II — кимберлиты, III — толеиты, IV — эклогиты Северного Казахстана, V — оливиновые щелочные базальты (поля I—III, V — по Б. Г. Лутцу, поле IV — по А. Г. Бурдынюк)

В настоящее время существуют самые разнообразные понятия о генетической природе эклогит-перидотит-габбрового комплекса. Представители гипотезы метаморфогенного генезиса обсуждают вопрос о первичной природе исходных пород. Так, М. А. Абдулкабирова допускает, что эклогиты возникли за счет габбро-диабазов; Л. А. Перчук считает эклогиты продуктами метаморфических преобразований мафит-ультрамафитов, внедрившихся в уплотненные метаморфические пелитовые осадки; В. Г. Кушев, Д. П. Виноградов доказывают, что они возникли за счет базальтоидов, входивших в состав стратифицированных осадочно-вулканогенных толщ; И. Ф. Трусова [20, 63] и О. М. Розен [64, 108] рассматривают эклогиты как результат метаморфического

преобразования мергелистых осадочных пород. Сторонники гипотезы магматической природы эклогитов Н. Л. Добрецов и Н. В. Соболев допускают существование как магматических, так и метаморфических разновидностей этих пород. А. А. Маракушев, детально изучивший минеральные парагенезисы пород комплекса, установил наличие первичной расслоенности в эклогитах и показал возможный путь кристаллизации этих породных парагенезисов из магм. Наряду с однородностью, повторяемостью свойств, химическими анализами фиксируются различия в содержании магния, кальция и железа. Эти вариации детально изучены А. А. Маракушевым и объясняются количественными

и качественными изменениями минералогического состава (см. табл. 5), который зависит от первичной расслоенности магматического расплава. Г. М. Ковнурко и А. А. Прияткин обратили внимание на отсутствие зна-

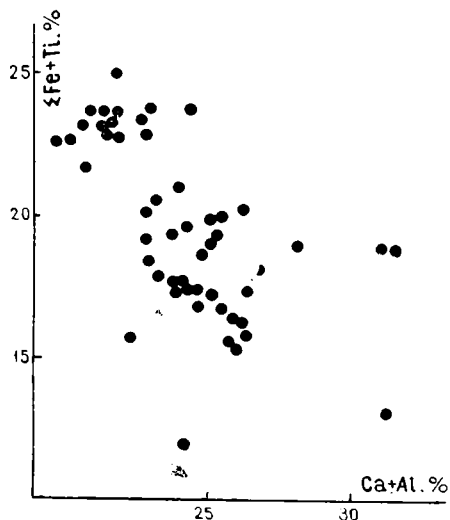


Рис. 4. Петрохимические тренды пород кумдыкольского комплекса в координатах малоподвижных петрогенных окислов по Г. М. Ковнурко, А. А. Прияткину и др.

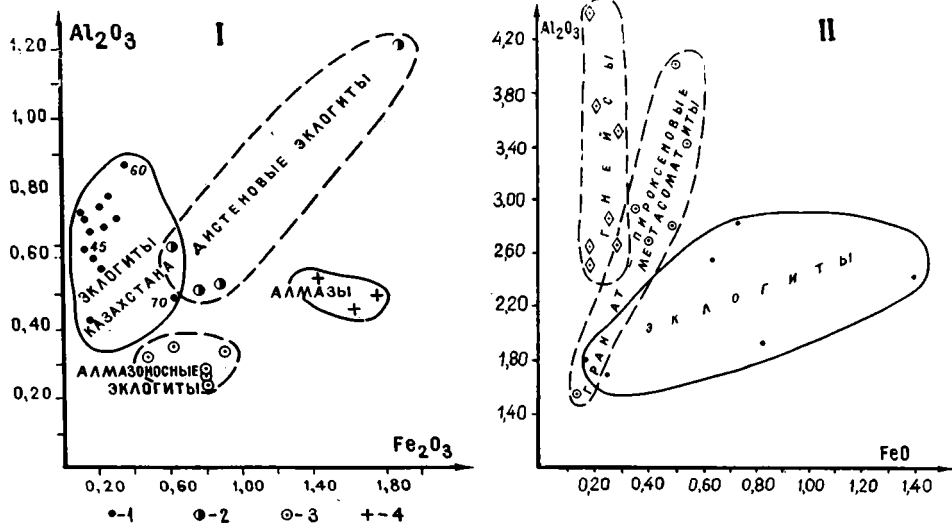


Рис. 5. Соотношение элементов-примесей в рутилах (I) и сфенах (II) из пород и минералов различных регионов.

1 — эклогиты Северного Казахстана; 2 — дистеновые эклогиты кимберлитов; 3 — алмазосные эклогиты кимберлитов; 4 — микровключения рутилов в алмазах из эклогитов кимберлитовых трубок. Материалы по алмазосным эклогитам принадлежат Н. В. Соболеву, Ю. Г. Лаврентьеву, по эклогитам № 45, 60, 70 — Н. Г. Удовкину

Таблица 6. Химический состав магматических, метаморфических

№ п/п	Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
<i>Кокчетавский</i>								
1	Эклогит	10	48,00	1,76	13,91	1,92	11,86	0,24
2	Эклогит	9	48,04	1,87	13,94	3,55	11,10	0,25
3	Эклогит	4	47,45	1,53	14,64	2,30	9,22	0,21
4	Эклогит	5	47,86	1,62	14,13	2,32	10,65	0,22
5	Эклогит	3	47,71	1,83	14,34	3,29	10,64	0,24
6	Эклогит	9	47,62	1,34	14,08	2,52	10,64	0,23
7	Эклогит	1	49,27	3,22	12,78	6,21	12,07	0,29
8	Эклогит роговообманковый	1	47,62	1,88	13,45	5,30	9,13	0,24
9	Эклогит	1	50,12	2,98	13,62	3,39	14,91	0,37
10	Эклогит амфиболитизированный	1	50,63	1,96	13,31	3,74	12,12	0,29
11	Амфиболит гранатовый	3	47,65	1,26	14,20	1,74	9,73	0,18
12	Амфиболит гранатовый	7	48,23	1,30	14,03	2,59	9,17	0,21
13	Амфиболит гранатовый	3	47,65	1,37	14,85	2,30	10,20	0,21
14	Амфиболит гранатовый	1	48,36	3,28	11,61	6,48	11,61	0,30
15	Амфиболит гранатовый	1	50,45	3,02	12,16	5,76	12,84	0,29
16	Амфиболит эпидот-гранатовый	1	50,91	3,08	12,77	5,11	12,21	0,27
17	Гранулит пироксеновый	1	63,07	0,68	15,17	1,21	4,65	0,14
18	Амфиболит	1	48,98	0,84	13,64	2,97	5,88	0,15
19	Сланец биотит-амфиболовый	4	53,95	1,14	17,52	2,61	5,09	0,10
20	Диоритогнейс	3	57,60	0,98	18,45	3,99	3,39	0,08
21	Гранодиоритогнейс	7	65,41	0,54	16,25	1,21	2,78	0,05
22	Гнейс биотитовый	3	66,90	0,57	13,75	1,73	3,84	0,05
<i>Ешкиольмесский</i>								
23	Ксенолит	1	58,46	1,00	16,70	2,30	3,64	0,11
24	Скиалит	1	58,16	0,95	16,48	4,20	5,31	0,17
25	Скиалит	1	59,56	0,93	16,81	2,21	4,99	0,12
26	Гранитогнейс	8	74,01	0,11	12,99	1,26	0,94	0,02

Примечание. При расчете средних данных использованы анализы из работ: Н. В. Соболева, В. И. Старова, В. М. Шульги. 1, 2, 7—10 — р-н оз. Кумдыколь; 3, 13 — р-н пос. Енбекбирлик; 14—22 — северный экзоконтакт Зерендинского массива;

чимых коэффициентов корреляции между щелочами и другими элементами, что можно, вероятно, объяснить высокой подвижностью этих окислов во всех процессах магматизма и метаморфизма. Точки составов с близкими содержаниями кремния попадают в поля как океанических, так и континентальных базальтоидов. Только по отношению натрия к калию эклогиты Северного Казахстана могут иметь сходство с эклогитами из кимберлитов, нефелиновых базанитов и глаукофан-амфиболитовых комплексов. Однако устойчивую положительную корреляционную связь (рис. 4) обнаруживают между собой главные малоподвижные окислы титана, железа, кальция и глинозема, подтверждая тем самым наши выводы о генетической связи пород кумдыкольского комплекса с мантийными магматическими очагами.

Полевое геологическое изучение (1976—1984 гг.) разнообразных магматических формаций Кокчетавской глыбы позволяет утверждать,

и метасоматических пород докембрийского цоколя, %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	F	П. п. п.	BaO	S ₂ O	S	Σ
<i>антиклинорий</i>											
6,84	9,88	1,96	0,51	0,92	0,15	—	—	—	—	—	97,95
7,18	9,74	1,67	0,42	0,92	0,12	—	—	—	—	—	98,80
8,01	12,21	2,19	0,33	0,29	0,11	—	—	—	—	—	98,49
7,45	10,74	1,95	0,57	0,05	0,09	—	—	—	—	—	97,65
7,50	11,03	1,58	0,21	0,10	0,19	—	—	—	—	—	98,66
7,66	10,99	1,82	0,51	0,17	0,12	—	—	—	—	—	97,70
5,01	8,99	1,80	0,20	—	0,26	—	2,09	0,03	0,03	0,13	102,38
6,39	10,71	1,50	0,15	—	0,17	—	1,96	0,02	0,05	0,11	98,68
5,18	3,16	1,36	0,13	—	0,25	—	0,66	0,03	0,03	0,06	96,25
5,27	9,53	1,50	0,51	—	0,17	—	0,61	0,02	0,12	0,09	99,87
8,36	11,02	1,43	0,71	0,64	0,08	—	—	—	—	—	97,00
7,95	12,64	2,47	0,22	0,10	0,12	—	—	—	—	—	99,03
8,21	10,73	1,93	0,07	0,12	0,10	—	—	—	—	—	97,74
4,78	8,55	1,72	0,17	—	0,24	—	1,28	0,03	0,10	0,09	98,60
5,17	9,33	1,50	0,13	—	0,24	—	1,39	0,03	0,02	0,07	102,40
4,78	7,94	1,32	0,31	—	0,31	—	1,68	0,03	0,09	0,08	100,89
3,92	3,52	0,72	2,96	—	0,13	—	3,34	0,05	0,05	0,02	99,63
9,24	10,43	1,98	2,13	0,27	0,50	0,48	2,13	—	—	0,21	99,83
3,74	6,69	4,10	2,49	0,2	0,40	0,28	1,12	—	—	0,22	99,65
2,59	5,60	3,90	2,40	0,27	0,25	0,60	1,16	—	—	0,13	101,39
1,4	3,83	4,70	1,88	0,2	0,19	0,13	0,92	—	—	0,17	99,66
2,35	2,19	2,33	4,03	0,2	0,26	0,18	1,19	—	—	0,1	99,67
<i>антиклинорий</i>											
3,82	5,16	4,66	2,21	0,01	0,29	—	—	—	—	0,05	98,41
3,10	7,54	3,55	1,05	—	—	—	—	—	—	—	100,51
3,24	6,41	3,53	1,50	—	—	—	—	—	—	—	99,30
0,60	0,66	3,22	4,51	0,18	0,07	—	—	—	—	0,02	98,59

Н. Л. Добрецова, Т. Е. Екимовой, Г. М. Ковнурко, В. С. Кудрина, Л. Д. Лавровой; 11 — р-н горы Сулутобе; 4—6, 12 — р-н пос. Первомайский; 5 — р-н пос. Чаглинка; 23—25 — р-н Аркалыкского и Жаманкойтасского массивов; 26 — Шингаревский блок.

что тела габбро — эклогитов — перидотитов имеют региональное распространение, встречаются даже в виде останцов-ксенолитов среди позднеордовикских гранитоидов Зерендинского батолита. Породные и минеральные парагенезисы, не считая вторичных, весьма устойчивы, имеют характерные составы в разноудаленных обнажениях и крупных телах. Соотношения малоподвижных петрогенных окислов в минералах и породах (рис. 5) закономерны, как в каком-либо едином многофазном интрузивном массиве. Набор пород несколько отличается от обычных серий офиолитов (табл. 6).

Все вышеизложенное, по представлениям В. И. Старова, говорит о существовавшем в архейское время крупном мантийном магматическом очаге образования габбро, перидотитов и эклогитов. Приведенные данные позволяют параллелизовать комплекс с магматическими формациями основания геосинклиналей или толентовыми вулканитами, вклю-

чая подстилающий диабазовый комплекс, а частично и габбро-перидотитовый комплекс. Североказахстанская ассоциация ультрамафит-мафитов с эклогитами представляет собой, скорее всего, участки сохранившейся протокоры.

МИГМАТИТ-ГРАНИТОГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс пространственно связан с метаморфитами зерендинской, кумдыкольской и шингаревской серий архея — протерозоя и распространен в структурах Кокчетавского срединного массива и Ешкиольмесского антиклинория.

Возникновение гнейсов зерендинской серии в результате гранитизации впервые было показано М. А. Абдулкабировой [6]. Процессы, приведшие к образованию полей мигматитов и гранитогнейсов, имели рассеянный характер. Доля гранитогнейсов, по оценке О. М. Розена и др. [47], достигала 27%; обособленные массивы гранитогнейсов редки и обычно небольших размеров. Предполагается, что главная часть некогда существовавших массивов (куполов) послужила субстратом для формирования очень широко распространенных каледонских гранитоидов в результате повторной мобилизации вещества.

Возраст калиевой гранитизации, по данным О. М. Розена, для Кокчетавского массива составляет 1,4 млрд. лет, гранитогнейсов Ешкиольмесского антиклинория, по Э. М. Спиридонову, — 1460 ± 50 млн. лет, что отвечает позднему протерозою. Цифры, полученные по материалам В. И. Старова калий-аргоновым методом по мусковитам гранитогнейсов Сулутобинской зоны, лежат в пределах 432 ± 21 млн. лет и одинаковы с цифрами возраста, полученными по биотитам гранодиоритов расположенного южнее Зерендинского плутона.

Мигматизация развивается чаще всего в слюдяных кристаллических сланцах и плагиогнейсах и приводит к образованию инъекционных и порфиробластовых мигматитов. С усилением интенсивности процесса инъекционные гнейсы переходят в теневые разновидности и гранитогнейсы, отличающиеся большей однородностью и часто массивной текстурой. Порфиробластовые мигматиты существуют во внешней зоне фронта мигматизации, порфиробластез опережает во времени инъекционную мигматизацию, что доказано фактами обтекания метакристаллов калишпата кварц-полевошпатовыми шнурами инъекционных мигматитов. Гранитизация накладывается на доломитовые мраморы зерендинской серии и проявляется, как установлено А. Е. Лисициным, в образовании магнезиальных скарнов, сопровождаемых иногда боратовой минерализацией.

В полях мигматитов, в районе озер Большое и Малое Чебачье, Жукей, Барчинское, Челкар, Якшиянгизтау, южнее г. Кокчетав, довольно часто выделяются сравнительно обособленные тела гранитогнейсов шириной от долей до первых километров протяженностью до 3—4 км.

Наиболее значительные массивы гранитоидов комплекса закартированы Э. М. Спиридоновым в Ешкиольмесском блоке одноименного антиклинория: Жалтыркольский и Кны ($7 \times 0,5$ — $1,5$ и $7 \times 0,3$ — 1 км). В их строении участвуют биотитовые гранитогнейсы, лейкограниты, в центральных частях массивов развиты преимущественно граниты и лейкограниты, часто массивного сложения. Среди последних отмечаются гнезда и жилы слабо дифференцированных гранитовых пегматитов.

В краевых частях массивов широко распространены послонные и теневые гранит-мigmatиты. Массивы окружены полями migmatизированных кристаллических сланцев и плагногнейсов (с преобладанием инъекционных migmatитов), ширина ореолов migmatизации от 100 м до нескольких километров.

В Кокчетавской глыбе развиты небольшие субогласные интрузивные тела гранат-мусковитовых лейкогранитов и гранитогнейсов. В районе оз. Кумдыколь они имеют восток-северо-восточное простирание, размеры выходов наиболее крупных тел варьируют от $0,1 \times 0,8$ до $0,2 \times 2$ км. Контакты с вмещающими породами кумдыкольской свиты часто тектонические, иногда отмечаются постепенные переходы в результате появления в экзоконтактах зон гранитизации. В гнейсах, сланцах, а также в эклогитах и связанных с ними пироксенитах таких зон установлены многочисленные жилы и прожилки гранат-мусковитовых лейкогранитов, субогласные с гнейсовидностью и сланцеватостью. Мощность таких инъекций варьирует от нескольких сантиметров до 10—15 м. По внешнему виду и вещественному составу они аналогичны породам, развитым в более крупных телах. Макроскопически это светло-серые средне- и мелкозернистые, существенно кварц-полевошпатовые породы (часто гнейсовидные), в которых выделяются отдельные редкие зерна светло-розового граната до 2—3 мм в поперечнике и листочки мусковита. Количественные соотношения кварца, калиевого полевого шпата и плагноклаза несколько варьируют, приближаясь к 30% каждого. Содержание граната в них обычно не превышает 5%, мусковита — 5—10%. Характерной особенностью крупных инъекционных тел гранитов и гнейсогранитов является широкое развитие в них многочисленных ксенолитов размером от 1—5 до 50 см в поперечнике и крупных блоков метаморфических пород разного состава мощностью до 5—30 м и протяженностью до 20—100 м. Породы в таких блоках в одних случаях пронизаны инъекциями гранитного материала, но без разрыва сплошности, в других — разобщены на отдельные участки и образуют среди гранитов серию мелких тел.

Ксенолиты чаще всего сложены эклогитами, пироксенитами и гранатовыми пироксенитами. В них наблюдаются участки изменения перекристаллизации в результате воздействия гранитизирующих растворов. Крупные блоки вмещающих пород имеют гетерогенное строение за счет наличия в них отдельных полос и участков пород разного состава: пироксеновых кальцифиров, пироксеновых, гранат-пироксеновых, флогопит-карбонатных пород, биотитовых микрогнейсов, гранат-биотитовых гнейсов. Крупные ксенолиты, образовавшиеся вследствие дезинтеграции таких блоков внешних пород, также имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием гнейсов и карбонатных пород.

Поздние преобразования в гранат-мусковитовых лейкогранитах и гнейсогранитах выразились в развитии вдоль зон трещиноватости и рассланцевания биотита, хлорита и карбоната. К этим зонам часто приурочены также тонкие кварцевые, турмалин-кварцевые и карбонат-кварцевые прожилки. Установлены маломощные (от первых сантиметров до 2—3 м) инъекции мелко- и среднезернистых двуслюдяных гранитов и габбро-диоритов.

Граниты и разгнейсованные их разновидности содержат олигоклаз, ортоклаз, кварц, а также округлые зерна граната розового цвета и листочки

мусковита. Гранат был проанализирован на микроанализаторе «Сатевах» в ИГиГ СО АН СССР. Отмечается повышенная железистость, на диаграмме Mg—Ca—Fe (рис. 6) поле составов гранатов из гранитов и ортогнейсов не совпадает с полем гранатов из гранат-биотитовых гнейсов кумдыкольской свиты, что указывает больше на первично магматическую, анатектическую природу «разгнейсованных» разностей гранитов. Мусковит из гранитов содержит 0,81% окиси титана, 3,52% железа и 0,99% магния. От мусковита сланцев кумдыкольской свиты он отличается

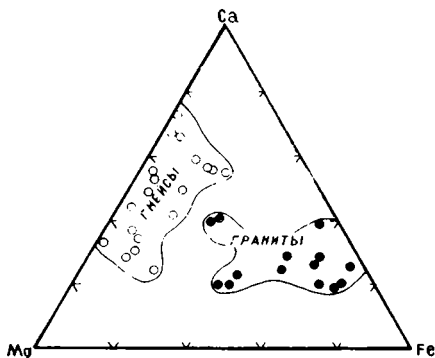


Рис. 6. Петрохимические тренды в координатах Mg—Ca—Fe для гранатов докембрийских гранитоидов и гнейсов кумдыкольской серии

более низким содержанием титана, магния и более высоким содержанием железа.

В табл. 7 приведен петрохимический состав плутонов. Согласно ей это типичные лейкограниты, о чем свидетельствуют высокое содержание кремнезема (73%), преобладание калия над натрием ($\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O} = 0,15-0,6$) и низкое содержание окислов железа и магния, которые в сумме составляют 3—4%. Образование их, скорее всего, связано с послойной инъекцией в зоне деформации, в гнейсовой толще, гранитного материала в глубинных условиях проявления гранитизации и магматизма.

К метаматматическим породам кислого состава отнесены «очковые гнейсы», а также мелкие линзовидные субсогласные тела (1—2 м) и прожилки мелко- и среднезернистых гранатовых плагиогранитов и плагиогранитогнейсов, часто турмалиносодержащих.

Плагиоклаз в них представлен олигоклазом, кварц часто имеет волнистое и облачное погасание. Цветные минералы представлены биотитом и мусковитом, а также гранатом. Общее содержание их, как и количественные соотношения, широко варьируют (от 5 до 20%). Высокое содержание биотита в этих породах в ряде случаев обусловлено проявлением в них отдельных зон биотитизации. Характерно также присутствие зеленовато-бурого турмалина.

Эти породы отличаются от лейкогранитов существенно плагиоклазовым составом и преобладанием натрия над калием в химическом составе.

Породы описываемого комплекса, даже типовые гранитогнейсовые северного обрамления Зерендинского массива, по сравнению с обычными магматическими гранитами имеют повышенное содержание апатита, граната, турмалина и низкое магнетита, сфена. Крайне невыдержанный качественный и количественный состав акцессорных минералов (табл. 8) обусловлен, как установлено В. И. Старовым, сложностью и неравномерностью инфильтрационно-анатектической гранитизации, в результате которой образовался мигматит-гранитогнейсовый комплекс пород.

Геолого-петрографические данные указывают на изофациальность и тесную связь процессов гранитной мигматизации, гранитизации и об-

Т а б л и ц а 7. Химический состав мигматитов и гранитогнейсов, %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	H ₂ O ⁺	CO ₂	Σ
Гранитогнейс	73,00	0,30	12,84	2,76	0,90	0,02	0,70	0,84	1,96	4,00	0,10	0,00	1,45	0,18	99,09
»	75,13	0,06	12,59	0,73	0,90	0,03	0,40	0,56	2,54	5,40	0,02	0,01	1,13	0,09	99,59
»	74,96	0,05	12,88	0,36	1,08	0,04	0,50	0,42	2,60	5,80	0,15	—	1,38	0,12	100,34
Мигматит	73,24	0,11	12,88	1,14	1,35	0,03	0,50	0,70	3,00	4,28	0,16	0,01	1,97	0,20	99,57
Гранитогнейс	73,08	0,15	13,36	1,99	0,81	0,04	0,72	0,85	3,04	4,20	0,05	0,02	1,09	0,26	99,66
»	74,53	0,05	12,60	1,21	1,08	0,01	0,51	0,70	2,76	5,14	0,04	0,11	0,73	0,18	99,65
Лейкогранит	73,64	0,14	13,74	0,77	1,26	0,01	0,71	0,70	5,00	2,50	0,04	0,00	1,06	0,18	99,75
»	74,54	0,05	13,07	1,18	0,18	0,05	0,80	0,56	4,90	4,80	0,00	0,00	0,56	0,26	100,96
Гранитогнейс	76,42	0,30	7,87	5,42	0,21	0,01	0,20	0,36	2,53	4,88	—	0,00	0,10	0,83	100,13
»	74,70	0,24	11,39	2,69	1,08	—	0,24	1,32	1,13	6,56	—	—	0,09	0,96	100,40
Гнейс	73,08	0,52	13,72	0,67	2,06	0,03	0,38	0,96	2,16	4,76	—	—	0,07	1,54	99,95
»	69,68	0,58	13,31	3,22	2,24	0,03	1,56	3,00	4,12	0,68	—	—	0,06	1,43	99,91

Примечание. Использованы материалы из работ В. Е. Гончаренко, О. В. Минервина, О. М. Розена, Э. М. Спиридонова.

Т а б л и ц а 8. Среднее содержание аксессуарных минералов в гранитогнейсах и вмещающих породах, г/т

Главный элемент	Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Zr	Циркон	463	2	110	327	300	Зн.	2	1	82	13	899	60
Zr, TR	Бурый редкозем. циркон	—	374	Зн.	—	—	Зн.	—	—	Зн.	—	—	52
Bi	Базобисмутит	—	—	—	—	—	—	13	24	Зн.	—	—	Зн.
Fe	Магнетит	4	37	Зн.	—	—	—	134	161	3	1579	722	1176
	Мартит	—	—	20	—	—	Зн.	—	—	—	—	—	—
	Лимонит	121	363	6	—	—	26	27	324	165	1344	1190	351
	Ильменит	—	2194	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	—	—	—	Зн.	Зн.	—
Ti	Сфен	—	Зн.	Зн.	5872	Зн.	3	—	—	1	Зн.	—	Зн.
	Рутил	—	Зн.	Зн.	—	—	—	20	24	19	—	2914	Зн.
	Анализ	—	1	—	—	Зн.	—	—	—	30	—	—	—
Fe, S	Лейкоксен	102	19	—	—	—	—	—	Зн.	41	Зн.	—	Зн.
	Пирит	4	Зн.	10	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	4	4	—	5
P	Апатит	189	91	110	2133	674	8	7835	5497	1	311	134	20
F	Флюорит	3	4	—	—	Зн.	Зн.	130	175	47	16	—	Зн.
F, Al	Топаз	—	—	—	5	—	—	70	220	46	—	945	—
B, Al	Турмалин	—	129	30	9692	—	—	Зн.	Зн.	20	21	84	10
Al	Гранат	854	74	Зн.	Зн.	Зн.	209	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	82

Примечание. Гранитогнейсы из северного обрамления Зерендинского массива (1—6) и вмещающие породы Алтыбайского (7, 8), Золотоношского (9), Орлиногорского (10, 11), Шокаррагайского (12) массивов.

разования палингенных гранитных расплавов с заключительной стадией метаморфизма в условиях амфиболитовой фации толщ зерендинской и шингаревской серий, имеющих в массе калиевый и достаточно кремнистый состав и богатых водосодержащими минералами — биотитом, мусковитом, роговой обманкой.

КУУСПЕКСКИЙ КОМПЛЕКС ПОРФИРОИДОВ

Комплекс метаморфизованных вулканитов кислого состава выделен Е. Д. Шлыгиным в 1945 г. и позднее, по наименованию ур. Кууспек, где был установлен первый стратотип, назван кууспекским. Породы кууспекского комплекса слагают узкие авлакогены, приуроченные к близширотным дугообразным разломам. Они с резким несогласием залегают на различных толщах зерендинской серии, содержат обломки гнейсов и перекрыты хлорит-актинолитовыми сланцами и порфиритоидами иманбурлукской свиты.

Состав комплекса простой: порфириды, кварц-серицитовые сланцы (возникшие за счет наземных вулканитов — кислых лав и туфов), реже серицитовые кварциты и серицит-хлоритовые сланцы (образовавшиеся за счет метаморфизма терригенных осадков). В различных частях региона состав пород несколько варьирует: к югу от оз. Кууспек развита в основном монотонная толща порфиридов по липаритовым лавам и туфам, в районе оз. Имантау верхняя часть разреза представлена кварц-серицитовыми, серицит-хлоритовыми и актинолит-хлоритовыми сланцами. Здесь аповулканиты переслаиваются с хлорит-серицит-кварцевыми, серицит-кварцевыми сланцами и филлитами. На востоке региона в кууспекском комплексе значительно развиты кварц-серицитовые сланцы и слюдяные кварциты.

Образования кууспекского комплекса подразделяются на три пачки пород. Нижняя пачка сложена микрокристаллическими сланцами с линзами мраморов; верхняя половина пачки состоит из полевошпатовых тонкозернистых сланцев. Средняя пачка — порфириодная. Среди порфиридов отмечаются тонкие прослои кварц-слюдистых сланцев и микрокварцитов. В верхней части этой пачки широко развиты слюдяно-кварцевые сланцы с прослоями порфиридов и микрокварцитов. Верхняя пачка состоит из полевошпатовых микрокристаллических сланцев.

Порфириды — светло-розовые или светло-серые породы, зачастую рассланцованные. Они содержат многочисленные вкрапления кварца, плагиоклаза и микроклина. Наиболее крупные из них (до 2—3 мм) сложены микроклином. Плагиоклаз является вторичным альбитом, развитым как по более основному плагиоклазу, так и по микроклину. Кварц присутствует в виде раздавленных, гранулированных порфиробластов. Иногда встречаются мелкие псевдоморфозы мусковита и рудного минерала по биотиту. Основная масса интенсивно перекристаллизована, сложена деформированным фельзитовым агрегатом кварца, полевых шпатов с чешуйками слюды. По трещинам в породах интенсивно проявлена карбонатизация. Акцессорные минералы: апатит, циркон и сфен. По реликтовым текстурам устанавливается пирокластическая природа некоторой части порфиридов. Мелкообломочные туфы превратились в кварц-серицит-полевошпатовые сланцы. Состав пород соответствует риолитам либо плагиориолитам.

Кварц-полевошпатовые сланцы состоят из слюды, кварца и поле-

вого шпата. Зерна калиевого полевого шпата обычно угловатые. Иногда они имеют четко выраженную микроклиновую решетку и многочисленные микропертитовые вроски кислого плагиоклаза. Слюда представлена биотитом, реже — мусковитом и серицитом. В милонитизированных разностях сланцев иногда отмечаются редкие зерна граната. В слюдяно-кварцевых сланцах присутствуют в равных количествах кварц и слюда (биотит, реже мусковит). Плагиоклаза в породе мало (3—5%), еще меньше калишпата (1—2%).

Породы кууспекского комплекса сформировались в условиях зеленосланцевой (кварц-альбит-мусковитовой, кварц-альбит-биотитовой субфации) фации метаморфизма. На участках, где проявились интенсивные подвижки, а также на контактах с гранитоидами в породах появляются минералы, характерные для эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. На таких участках породы комплекса катаклазированы, разгнейсованы и нередко милонитизированы.

В породе кууспекского комплекса содержится 7,5% окислов щелочей ($\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}=0,71$) и отмечается высокая глиноземистость. Петрохимический тренд отличается умеренной дифференцированностью, причем последовательно возрастает лишь содержание кремнезема. Очень слабую положительную связь с ним обнаруживает окись калия. Остальные компоненты равномерно убывают. По суммарным особенностям химизма породы сопоставимы с кислыми членами вулканических серий наложенных мульд, в частности, с кайдаульским комплексом раннего — среднего девона. Порфириды характеризуются близким к кларковому содержанием урана и тория.

Можно допустить, что порфириды и метаморфические сланцы, образовавшиеся по аркозовым песчаникам, с прослоями вулканомиктовых, глинистых осадков, формировались в континентальных условиях. Состав вулканогенной части разреза во многом соответствует формациям орогенных этапов развития складчатых областей.

ИМАНБУРЛУКСКИЙ КОМПЛЕКС ПОРФИРИТОИДОВ

Вулканы иманбурлукского комплекса более развиты, чем порфириды кууспекского. Они широко распространены в районе р. Иманбурлук, оз. Имантау, г. Кокчетав. В состав комплекса входят различные порфиритоиды и их туфы, амфиболиты, хлорит-актинолитовые, плагиоклаз-актинолитовые, эпидот-актинолитовые, кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы и хлоритоиды. В основании разреза преобладают амфиболиты, которые выше постепенно переходят в порфиритоиды. Исходным продуктом для большинства пород комплекса были, вероятно, эффузивы базальтоидного, диабазового и андезитового состава, реже терригенные отложения, песчаники, глины. Породы комплекса образовались в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма.

Для порфиритоидов характерна реликтовая порфировая структура. Количество вкрапленников превышает 60% объема породы, а размеры их достигают 1—2 мм, реже 3—5 мм. Вкрапленники представлены преимущественно плагиоклазом, полностью замещенным агрегатом серицита и сосюрита. В них хорошо сохраняется зональность. В реликтах установлен состав, отвечающий андезину № 35—38. Другим минералом вкрапленников является красно-коричневая роговая обманка,

удлиненно-призматические выделения которой окаймлены опацированными каемками. Реже (как реликты вкрапленников) присутствуют агрегаты биотита, замещенного хлоритом, уралитизированного клинопироксена, кварца и калишпата. Основная масса перекристаллизована и содержит реликтовые структуры. Сложена она дезинтегрированным альбитом, погруженным в хлорит-актинолит-кварцевый мезостазис. В породах нередко наблюдаются брекчиевидные структуры, а также обломки чуждых вулканических пород с более сохранившимися структурами — микрофельзитовой, гналопилитовой, микропойкилитовой. По составу породы соответствуют андезитовым, андезито-дацитовым порфиритам. Для наиболее основных представителей вулканитов характерны низкоглиноземистость ($Al_2O_3 < 16\%$) и низкотитанистость ($TiO_2 = 1,5\%$), а также незначительное преобладание K_2O над Na_2O .

Возраст пород иманбурлукского комплекса определяется непосредственным налеганием их на кууспекские порфиroidы с небольшим угловым несогласием (оз. Имантау, Кууспек, р. Шат и др.) и перекрытием их отложениями шарыкской свиты. Калий-аргоновым методом по актинолитам Н. М. Морозовой был определен верхний возрастной предел этого комплекса ($764—710 \pm 70$ млн. лет), характеризующий наиболее поздние стадии метаморфизма.

Таким образом, для раннего рифея (кууспекского и иманбурлукского комплексов) характерно развитие в низах разреза вулканитов кислого состава, а в верхах — магматитов основного и среднего состава, сформировавшихся в условиях общего поднятия региона.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Магматические формации каледонского тектономагматического этапа достаточно широко распространены на территории Северного Казахстана, составляя в различных зонах региона площади от нескольких сотен квадратных метров до десятков, иногда и сотен квадратных километров, и обнаружены во многих структурно-формационных зонах.

Породы Северного Казахстана представлены как геосинклинальными (базальтовой, базальт-андезитовой, мафит-ультрамафитовой, габбро-дацит-плагиогранитовой и др.), так и орогенными (андезито-дацитовой и диорит-гранодиорит-гранитовой) формациями.

ТЕМИРАСТАУСКИЙ ДИАБАЗОВЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс выделен и закартирован Б. Ф. Хромых и Л. С. Хромых [105] в Бозшакольском антиклинории. Обнажения сходного комплекса установлены также в некоторых ультрамафитовых массивах Шидерты-Майкаинской зоны и в Приишимье.

Тела даек находятся в едином разрезе с ажейским стратиформным ультрамафит-мафитовым комплексом, но ниже вулканитов толент-базальтового комплекса и отделяются от них разломами. Дайковый комплекс образует горизонт в виде полосы шириной 0,5—2,5 км субширотного простирания субпараллельной длинной оси Кульбайского массива и прослеживается более чем на 50 км (Аже-Жангабульская зона).

Рассматриваемая полоса сложена практически полностью ориентированными дайками (по принципу «дайка в дайке») микро-, мелко- и среднезернистых диабазов и подчиненно габбро-диабазов. Дайки вытягиваются параллельно общему простиранию пояса и полосчатости в габброидах, имеют крутое падение на юго-запад и северо-восток, мощность 0,2—1,5 м, реже до 3—5 м. Дайки с отчетливыми зонами закалки, часто сами брекчированы, иногда содержат ксенолиты габбро и пироксенитов. Мощность дайковой серии не менее 1000 м.

Среди диабазов и габбро-диабазов отмечается большое количество более поздних разобщенных даек разнообразного состава, диабазовых афиритов и порфиритов, микродиоритов и диорит-порфиритов, дацитовых и липарито-дацитовых афиритов, плагиогранитов и плагиогранит-порфиритов. Эти дайки проникают далеко вверх в разрез вулканогенных по-

род бозшакольского (ерментау-майкаинского) комплекса и рассматриваются в качестве подводящих каналов последних.

По особенностям химизма породы комплекса образуют недифференцированную однородную элементарную серию и отвечают толеитовому базальту ($K_2O=0,38-0,58\%$, $K_2O/TiO_2=0,4-0,8$). Это мезократовые ($f'=18,3-19,6$) умеренно глиноземистые породы ($a'=0,81-0,85$) с повышенной железистостью ($f_{\text{общ}}=42,9-43,8\%$, $\Sigma FeO'/MgO=1,32-1,34$). От океанических толеитов породы отличается пониженная титанистость ($0,77-0,48\%$ TiO_2 против $1,4-1,6\%$ в нормативных породах) и приближение их к толеитам островных дуг. Такой химизм базальтоидов типичен для глубоководных желобов зон перехода океан — континент.

АЖЕЙСКИЙ ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫЙ КОМПЛЕКС

Понятие об ажейском комплексе введено Б. Ф. и Л. С. Хромых [105], детально изучавших геологию древних ультрамафитов Ерментауской зоны. Ассоциация ультрамафитов широко распространена в Бозшакольском антиклинории, представлена Ажейским, Кульбайским, Жангабульским и другими более мелкими массивами. Установлено, что эти образования стратифицированы и вместе с темирастауским комплексом параллельных даек расположены в основании вулканогенного ерментауского толеит-базальтового комплекса венд-кембрийского возраста. Цифры абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым методом по вторичному амфиболу, соответствуют 525—540 млн. лет. Массивы габброидов прорваны телами кварцевых сиенитов палеозойского возраста.

Типовой Ажейский массив имеет лополитообразную форму и размеры $4 \times 2,5$ км, отчетливое слоисто-кольцевое внутреннее строение с падением слоев к центру тела. В его разрезе выделены три зоны: нижняя (635 м), представленная переслаиванием бронзититов и тремолит-тальковых метасоматитов по ним и апогарцбургитовых, реже апооливинитовых серпентинитов; средняя (340 м), сложенная вебстеритами и апо вебстеритовыми серпентинитами с прослоями гиперстенитов, апооливинитовых серпентинитов, лерцолитов, верлитов, бронзититов и гарцбургитов; верхняя (более 55 м), в строении которой участвуют габбро, габбро-амфиболиты с прослоями клинопироксенитов.

Габброиды Кульбайского и Жангабульского массивов, вероятно, надстраивают разрез полосчатого комплекса. Кульбайский массив пластинообразной формы мощностью около 700 м падает под комплекс параллельных даек, имеет с ними тектонический контакт. Основание разреза представлено горизонтом диаляговых диопсидитов, вверх по разрезу продолжают массивные и полосчатые диопсидовые габбро, гиперстен-геденбергитовые габбро-нориты, габбро-амфиболиты с редкими прослоями анортозитов, диоритов, отмечаются единичные прослои плагиогранитов. В верхах разреза фиксируются параллельные дайки диабазовых и дацитовых порфиритов, плагиогранитов. Примерно такую же геолого-структурную позицию и внутреннее строение имеет и Жангабульский массив.

Ультраосновные и основные породы Ажейского массива отличаются высоким содержанием железа ($\Sigma Fe=7,78-12,04\%$) и пониженной

магнезиальностью, что обуславливает очень низкое значение $Mg:Fe = 2,3-4,3$.

Горные породы мафитовой зоны образуют непрерывно дифференцированную серию от габбро до кварцевого диорита известково-щелочного характера ($Na_2O + K_2O = 3,56-4,39\%$; $K_2O = 1,00-1,62\%$; $(Na+K)/Al = 0,33-0,36$; $K_2O/TiO_2 = 1,1$) калиево-натриевой серии ($Na_2O/K_2O = 1,76-2,56$) с опережающим накоплением калия в более кислых дифференциатах. Габброиды комплекса мезократовые ($f' = 19,01$), умеренно глиноземистые ($al' = 0,90$), более кислые разности — высокоглиноземистые. Это несколько отличает породы комплекса от типичных известково-щелочных серий, которым свойственны высокоглиноземистые лейкократовые мафиты. Породы низкотитанистые (0,93% TiO_2 в габбро), на диаграмме $K_{Фр} - TiO_2$ состав габбро располагается в поле пород островных дуг. Об островодужном характере пород комплекса свидетельствует и боуэновский тренд дифференциации — с понижением содержания железа в более кислых производных.

На диаграмме Н. Л. Добрецова по величине отношений $TiO_2/Al_2O_3 = 0,057$ и $SiO_2/TiO_2 = 52,0$ комплекс также принадлежит к островодужным образованиям.

КАРАУНГУРСКИЙ КОМПЛЕКС БАЗАЛЬТОВЫХ ПОРФИРИТОВ

Метавулканиты широко развиты в Ерментауской и Кокчетав-Шатской зонах, а на площади прилегающих районов они выделяются небольшими участками (1—3×5—10 км). В восточной части Северного Казахстана эти вулканиты получили название тиесского (ерментауского) комплекса. Поскольку по внешнему облику и, главное, по составу вулканиты тождественны, описание дается по типовым разрезам Ерментауского антиклинария.

Комплекс охватывает ерментаускую серию, возраст которой условно определяется как венд-раннекембрийский. Предполагается, что он расположен в основании палеозойских геосинклинальных отложений. Комплекс прослеживается на современном денудационном срезе левобережья и верховьев р. Оленты в виде серии разобщенных выходов, в целом образующих полосу северо-восточного простирания шириной 10 км. Наиболее значительные площади отмечаются в районе гор Койтас, Сериктас, где сложены наиболее полные его разрезы, правда, осложненные многочисленными разломами. Мощность комплекса здесь ориентировочно оценивается в 4000 м, базальные и верхние части его разреза не выявлены.

Судя по разрезу через гору Сериктас до горы Жуантобе (в 30—35 км юго-восточнее пос. Ерментау), который можно считать типовым, вулканогенные породы комплекса представлены главным образом базальтовыми лавами и меньше туфами того же состава, тяготеют к низам разреза, где слагают пачки 10—100 м. Выше по разрезу количество вулканитов уменьшается, они уступают место осадочным образованиям: кремням, образующим пачки от 15—130 до 300—500 м, известнякам, аргиллитам, алевролитам и меньше граувакковым песчаникам. В целом вулканиты составляют около 25% доступной наблюдению части разреза (лавы — 20%, туфы — 5%).

Главными типами вулканитов в комплексе являются темно-зеленые, иногда с лиловатым оттенком базальтовые афириты и мелкопорфи-

ровые порфириты с широким спектром структур основной массы: офитовой, микродolerитовой, микродиабазовой, интерсертальной, пилотакситовой, гиалопилитовой, сноповидно-лучистой до вариолитовой.

Мелкие вкрапленники в породах, обычно образующие сростки, состоят из альбитизированного плагиоклаза и неизмененного моноклинного пироксена, реже во вкрапленниках содержится нацело измененный ромбический пироксен. Из акцессориев наблюдается апатит, магнетит, гематит. Изменения пород выражаются в альбитизации, соссюритизации, хлоритизации и карбонатизации. Миндалины состоят из хлорита, карбоната и пирита.

Таблица 9. Химический состав вулканических пород караунгурского (тиесского) комплекса, %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Σ
1	45,80	3,20	15,16	7,05	6,05	0,17	2,58	7,56	4,33	2,16	0,51	0,25	5,83	100,65
2	46,40	1,11	17,54	5,83	5,83	0,16	3,32	10,10	3,54	0,25	0,24	0,02	4,92	99,26
3	46,90	3,68	15,14	3,69	5,18	0,19	2,33	11,31	4,18	1,11	0,25	0,14	5,89	99,99
4	48,16	4,80	12,97	5,45	5,04	0,14	2,84	9,80	4,80	1,20	0,33	0,25	4,29	100,07
5	48,08	0,74	14,60	3,59	8,02	0,14	8,01	10,08	2,91	0,43	0,09	—	3,67	100,36
6	49,90	1,06	11,12	3,57	8,76	0,19	9,10	9,82	2,43	0,33	0,08	—	3,78	100,14
7	50,24	0,86	16,30	1,87	5,24	0,18	7,96	7,49	2,98	2,12	0,12	—	3,99	99,35
8	47,87	0,87	13,28	4,72	7,46	—	7,12	11,56	2,53	0,23	—	—	—	—
9	71,00	0,54	12,57	3,53	1,87	0,07	0,26	2,02	4,80	0,50	0,16	0,15	2,04	99,51

Примечание. Базальтоиды района гор Койтас—Сериктас: 1 — базальтовый плагиоклазовый микропорфирит; 2 — диабазовый порфирит; 3 — базальтовый порфирит; 4 — диабаз; 5 — оливинный порфирит; 6 — авгит-оливиновый манделштейн; 7 — диабаз; 8 — базальты толентовые, среднее из 12 анализов; 9 — кварцевый кератофир (южная часть Телескольской впадины, западнее гор Мыншукур). Анализы 1—4, 7, 9 выполнены в лаборатории ИГН АН КазССР; 5, 6, 9 — в лаборатории ЦКТГУ.

Туфы базальтового состава, зеленые и лиловатые, сравнительно немногочисленны, образуют пласты мощностью 10—50 м, представлены мелкообломочными и агломератовыми разностями.

Вулканыты кислого, липарито-дацитового и андезито-дацитового состава, возможно, принадлежащие верхам рассматриваемого комплекса, обнажены между горами Торежал и Жуантобе. Они представлены главным образом в туфовой фации в виде агломератовых и более мелкообломочных разностей. Кератофиры и туфы кислого состава образуют пласты мощностью до 15—50 м.

Преобладающая часть вулкаников комплекса принадлежит базальтам, для которых обычна натриевая щелочность, однако с одновременным проявлением тенденции к возрастанию калиевой щелочности в некоторых разностях пород (табл. 9). Содержание в базальтоидах глинозема изменяется в пределах 11—17%. На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки базальтов комплекса размещаются между типовыми базальтами, кварцевыми базальтами и трахидolerитами, отдельные точки анализов опускаются в поле платобазальтов. Кислые дифференциаты резко отличаются по содержанию большинства петрогенных окислов. Только тип щелочности указывает

на их комагматичность с базальтоидами. Так что можно говорить о наличии контрастно дифференцированной вулканогенной серии, где преобладают базальтоиды, сходные с океаническими и континентальными толеитовыми разновидностями.

БОЗШАКОЛЬСКИЙ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-ТРАХИДАЦИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс распространен преимущественно в Бозшакольском, меньше — Ерментауском и Майкаин-Кызылтасском антиклинориях. Он описан в работах Р. М. Антонюка, Р. А. Қопяткевича [121], Т. Н. Херасковой [87].

Породы комплекса несогласно налегают на образования ерментау-майкаинского комплекса, включая телескольную свиту нижнего кембрия, и с угловым несогласием перекрываются отложениями раннего — среднего ордовика. Мощность отложений по разным оценкам составляет от 3000 до 8000 м.

Для комплекса характерно преобладание вулканогенных пород, доля которых в разрезе достигает 85%. Осадочные породы — это граувакковые песчаники, алевролиты, вулканомиктовые песчаники и конгломераты, туффиты, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, представляющие собой продукты ближнего перемыва вулканитов, редко присутствуют горизонты карбонатных пород и туфосилицитов.

Комплекс сложен непрерывно дифференцированной вулканической серией с существенным преобладанием пород основного состава. Нижняя часть комплекса (жангабульская свита) сложена базальтами, в средней его части (жаркудукская свита) преобладают андезито-базальты и андезиты, в верхней части разреза (ащикольская свита) — трахидациты с подчиненным количеством пород более основного и кислого состава. Основные породы представлены преимущественно лавовой фацией, среди более кислых пород, начиная с андезитов, преобладают пирокластические образования; соответственно коэффициент эксплозивности вулканитов возрастает вверх по разрезу от 28 до 58% параллельно с возрастанием кислотности пород. Разрезы комплекса отличаются значительной латеральной изменчивостью, в одних разрезах преобладают пирокластические породы, в других — лавы.

Лавы основного состава — массивные или миндалекаменные породы с порфиоровыми структурами. Базальты содержат 10—25% вкрапленников клинопироксена, плагиоклаза и измененного оливина, структуры основной массы — интерсертальная, пилотакситовая, гиалопилитовая. В андезито-базальтах вкрапленники, количество которых достигает 25%, состоят только из плагиоклаза или плагиоклаза и клинопироксена, для основной массы этих пород характерны апо- или микроинтерсертальная, толеитовая микроструктуры. Кислые вулканиты иногда содержат до 15—20% мелких вкрапленников альбитизированного плагиоклаза и более редкие вкрапленники клинопироксена; основная масса пород афанит-вариолитовая, пилотакситовая, гиалопилитовая.

Среди пирокластических пород отмечаются все разности от агломератовых до алевроитовых, пирокластический материал ювенильный и резургентный, отвечающий по составу породам перемежающейся с туфами лавовой фации.

Субвулканические образования представлены небольшими штокообразными телами и дайками диабазовых порфиринов, а также крупными sillами альбитизированных дацитов, трахидацитов, трахириолитов и аналогичными или близкими по составу соответствующими лавами.

Для вулканогенных пород комплекса характерно интенсивное зеленокаменное переорождение.

По химическому составу вулканы бозшакольского комплекса образуют непрерывно дифференцированную серию с резким преобладанием базальтов и андезитов-базальтов известково-щелочного типа ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,21 - 6,15\%$; $\text{K}_2\text{O} = 1,57 - 1,59\%$; $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al} = 0,49 - 0,81$; $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2 = 1,1$) калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,3 - 2,9$). Более кислые дифференциаты обладают повышенной щелочностью, особенно породы среднего и кислого состава, при этом щелочность возрастает главным образом за счет калия (содержание K_2O достигает $3,59 - 3,64\%$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,4 - 1,5$).

Породы мезократовые, умеренно глиноземистые ($al' = 0,97$). Это отличает их от известково-щелочных серий, для которых типичны высокоглиноземистые лейкобазальты. Для пород характерна высокая железистость, особенно для кислых производных ($f_{\text{сгн}} = 72,3 - 88,9$), т. е. отчетливо выражен феннеровский тренд дифференциации, свойственный толеитовым сериям. От известково-щелочных серий комплекс отличается еще и отсутствием положительной корреляции между коэффициентом фракционирования и концентрацией глинозема, дифференциацией комплекса, происходящей без заметного уменьшения, типичного для толеитовых серий. На диаграмме $\text{K}_{\text{np}} - \text{TiO}_2$ фигуративные точки базальтоидов комплекса занимают промежуточное положение между известково-щелочными (островодужными) и толеитовыми (океаническими) сериями.

На диаграмме Н. Л. Добрецова фигуративные точки составов базальтов комплекса располагаются в поле платобазальтов, а по величине отношений $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,089$ и $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2 = 34,9$ должны быть отнесены к производным океанических структур растяжения.

Таким образом, химизм пород комплекса, промежуточный между толеитовыми и островодужными сериями, и петрографические особенности (отчетливая порфириность пород) могут быть истолкованы как признаки формирования комплекса в зоне сопряжения блоков океанической и континентальной литосферы, скорее всего, в геодинамической обстановке глубоководных желобов.

УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Все мафитовые и ультрамафитовые образования Кокчетавского региона разделены на два генетических типа: 1) интрузивные формации ранней стадии развития складчатых систем; 2) интрузивные формации постконсолидационной активизации платформ и областей завершённой складчатости. Типовым представителем первого являются перидотит-пироксениты щучинского комплекса, второго — перидотит-пироксенит-нориты златогорского и красномайского щелочно-ультраосновного комплексов.

В отношении возраста, происхождения и механизма образования

серии мафит-ультрамафитов, широко развитых вдоль восточной окраины Кокчетавской глыбы, в Шатском и Ешкиольмесском антиклинориях, сложились различные точки зрения. Н. П. Михайлов считает их интрузивными, Г. Ф. Ляпичев — протрузивными образованиями. В. Ф. Беспалов допускал, что базит-гипербазитовые тела могут быть реликтами единого офиолитового покрова, привнесенного извне в нижнем кембрии или в конце палеозоя.

Мафит-ультрамафиты восточного обрамления Кокчетавской глыбы. Базит-гипербазитовые образования совмещены с системой разломов, разбивающих окраину Кокчетавской глыбы, располагаются беспорядочно, но в целом слагают дугообразный пояс, известный под названием Щучинского (щучинский комплекс), общей протяженностью около 140 км. В положении интрузий четко выражена линейность. Они расположены среди раннепалеозойских метаморфических образований. Контакты их с вмещающими толщами чаще тектонические.

В пределах описываемой территории выделено около 30 мелких массивов площадью 0,1—10 км².

Главными разновидностями форм тел мафит-ультрамафитов являются узкие пластины, клинья, линзы, ограниченные разломами и ориентированные вдоль разломов. Геологические и геофизические исследования с применением бурения свидетельствуют о том, что мафит-ультрамафиты представляют собой маломощные бескорневые тела. Углы падения меняются от почти вертикальных до 30°. Породы массивов всегда в различной степени тектонизированы. Массивы имеют сложный и пестрый состав, обусловленный различным сочетанием мафитов, ультрамафитов и связанных с ним кислых пород. В строении их участвуют породы дунит-гарцбургитовой (дуниты, гарцбургиты, пироксениты, редкие габбро-амфиболиты) и перидотит-пироксенит-габбровой (перидотиты, пироксениты, габбро, габбро-диабазы, оливинные габбро и реже габбро-диориты, диориты) формационных серий. Закономерностей в распределении пород в массивах не наблюдается. Одни из них сложены преимущественно породами дунит-гарцбургитовой ассоциации, в составе других присутствуют или играют существенную роль образования перидотит-пироксенит-габбровой группы.

Породы в значительной степени интенсивно серпентинизированы, амфиболитизированы, хлоритизированы. Среди пород основного — ультраосновного состава встречаются тектонические блоки амфиболитов, гнейсов, амфиболовых и гранат-мусковитовых сланцев, кварцитов и раннепалеозойских рассланцованных и метаморфизованных эффузивов основного и среднего состава.

Интенсивная раздробленность тел базит-гипербазитов, перетертость и плейчатость слагающих их пород, вторичные структуры течения, наличие чужеродных глыб, зачастую хаотическое строение, шаровые текстуры в серпентинитах свидетельствуют о том, что базит-гипербазиты подвергались чрезвычайно сильной тектонической переработке.

Мафиты и ультрамафиты Шатского блока. Мафиты и ультрамафиты Шатского блока слагают многочисленные мелкие тела, приуроченные к глубинным разломам, обычно субширотного простирания, осложняющим строение этой древней структуры.

Геологическое положение массивов определяется закономерной приуроченностью к раннепалеозойским метаморфическим породам,

представленным различными гнейсами, амфиболитами, сланцами и кварцитами.

Иногда мафит-ультрамафиты образуют полосы шириной от первых сот метров до первых километров в виде линейных скоплений тектонических блоков базит-гипербазитов.

Во внутреннем строении мафит-ультрамафитовых тел Шатского поднятия участвуют гипербазиты дунит-гарцбургитовой серии, перидотиты, пироксениты и габброиды перидотит-пироксенит-габбровой серии. Большинство массивов базит-гипербазитов Шатского блока погребено под рыхлыми отложениями или слабо обнажено (Жанадаурский, Шатский).

Процессы метаморфизма выражаются в развитии в ультрабазитах коричневой роговой обманки, биотита, тремолита, хлорита, антофиллита, талька, карбоната, гроссуляра. В габброидах развивается сине-зеленая роговая обманка, эпидот-клиноцоизит, альбит, хлорит, кальцит. Характерно наличие в составе массивов линз кварц-карбонатных пород, образовавшихся по ультрамафитам, и небольших участков бирбиритов.

В Ешкильмесском блоке мелкие линзообразные тела серпентинитов приурочены к разломам северо-западного простирания, ограничивающим Тонгбайский грабен, выполненный карбонатно-черносланцевой формацией венда.

Мафит-ультрамафиты Ерментауской зоны. В Ерментау дунит-пироксенит-габбровая ассоциация пород была детально описана Ю. Л. Семеновым в 1968 г. и выделена в качестве самостоятельного коржинкольского комплекса. Здесь, как и в описанных выше районах, массивы мафит-ультрамафитов обнажены вдоль простирания древних структур, в основном на восточном склоне Ерментауского антиклинория, где образуют меридиональный пояс протяженностью около 30 км. Типовой Коржинкольский массив размером 1,2×4 км имеет линзовидную форму и представляет собой межформационную залежь, приуроченную к контакту ерментауской и бозшакольской серий. Массив, согласно описаниям Ю. Л. Семенова, имеет зональное внутреннее строение. Его ядерная часть сложена нацело серпентинизированными дунитами, перидотитами, а периферическая, преобладающая по объему, — средне- и крупнозернистыми пироксеновыми габбро, которые в западном эндоконтакте массива постепенно переходят в роговообманковые диориты. В переходной зоне распространены верлиты, плагиоклазовые пироксениты и меланократовые габбро-нориты.

О возрасте ультрамафит-мафитов существуют различные мнения. Н. П. Михайлов и представители Степгеологии связывают время внедрения массивов этих пород с одной из ранних фаз каледонской складчатости. М. А. Абдулкабирова считает габбро-перидотитовую (дунит-гарцбургитовую) формацию позднепротерозойской, а перидотит-пироксенитовую — кембрийской. Э. М. Спиридонов, В. М. Шульга время формирования мафит-ультрамафитовых ассоциаций считают раннекембрийским. Многие массивы ультрамафитов залегают среди докембрийских метаморфических образований, имеют единый структурный план и степень метаморфизма, что служит иногда критерием их допалеозойского возраста.

Появление данной базит-гипербазитовой ассоциации пород в вос-

Т а б л и ц а 10. Содержание главных петрогенных окислов в раннепалеозойских комплексах мафитов и ультрамафитов Кокчетавского и Шатского антиклинориев, %

№ п/п	Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	C ₂ O ₃	NiO	CoO
<i>Дунит-гарцбургитовая серия</i>																
1	Дунит	1	33,50	0,10	1,10	9,50	1,40	0,09	38,80	0,70	0,04	0,03	0,2	0,45	0,16	0,009
2	»	1	33,57	0,14	0,56	6,69	4,08	0,09	37,71	—	0,21	—	0,06	0,26	—	—
3	»	2	34,02	0,11	1,56	6,62	3,83	0,12	39,00	1,00	0,12	0,01	0,06	0,12	0,16	0,009
4	Гарцбургит	4	36,5	0,16	4,18	9,17	1,53	0,11	34,86	—	0,10	0,015	0,1	0,49	0,2	0,10
5	»	3	40,5	0,06	0,97	5,97	0,59	0,06	39,0	—	0,02	0,01	0,12	0,11	0,15	0,1
6	»	8	39,14	0,13	2,2	7,44	0,73	0,05	36,9	0,5	0,05	0,03	0,2	0,3	0,22	0,012
7	»	4	35,03	0,09	1,34	8,06	1,66	0,1	35,13	2,2	0,07	0,04	0,1	1,0	0,18	0,008
8	»	7	38,00	0,2	2,5	7,53	0,9	0,06	36,95	—	0,04	0,03	0,2	0,35	0,25	0,09
9	»	1	39,02	—	—	6,91	0,94	0,35	37,75	1,75	0,1	0,07	0,05	0,51	0,33	0,019
10	»	4	40,0	0,1	0,5	7,4	4,30	0,1	36,1	—	0,05	0,05	0,10	0,56	0,13	0,012
11	»	2	40,5	0,07	0,86	8,97	1,14	0,06	36,45	—	0,05	0,05	0,1	0,28	0,41	0,013
12	Среднее	33	38,58	0,11	1,56	7,68	1,47	0,11	36,64	0,6	0,06	0,05	0,11	0,45	0,23	0,044
13	Лерцолит	1	41,11	0,23	1,12	0,32	6,12	Сл.	36,92	0,47	0,17	0,03	—	0,4	0,32	—
14	»	3	37,82	0,16	8,1	6,83	2,53	0,11	34,55	1,88	0,10	0,06	0,12	0,45	0,23	0,01
15	Верлит	1	45,48	0,06	6,62	1,44	2,3	—	25,5	9,71	0,04	0,01	—	0,324	0,08	0,02

16	»	2	46,94	0,16	6,15	2,49	3,33	0,1	24,89	10,4	0,15	0,03	0,18	0,57	0,11	0,01
17	»	2	41,83	1,06	4,63	7,73	6,96	0,16	26,71	5,33	0,31	0,06	0,23	0,01	0,11	—
18	Среднее	5	44,75	0,43	5,8	4,89	4,2	0,1	25,7	8,48	0,15	0,03	0,14	0,27	0,10	0,01
19	Пироксенит	2	47,8	0,61	3,28	3,56	5,43	0,15	15,8	20,71	0,33	0,23	0,04	0,05	—	—
20	»	2	48,26	1,20	15,42	2,49	7,65	0,12	6,05	10,50	6,19	0,16	0,44	—	—	—
21	»	2	46,43	0,32	9,45	3,07	3,85	1,13	18,5	13,98	0,7	0,3	0,05	—	—	—
22	»	1	52,16	1,2	17,57	2,39	6,12	0,17	4,51	6,75	2,72	3,7	0,4	—	—	—
23	Авгитовый порфирит	1	46,9	1,2	11,82	4,17	5,90	0,14	5,35	11,28	2,27	4,26	0,56	—	—	—
24	Авгит-плагноклазовый порфирит	1	51,16	1,86	15,13	4,56	5,48	0,14	5,52	7,38	2,90	3,58	0,36	—	—	—

Перидотит-пироксенит-габбровая серия

25	Гарцбургит	2	38,05	0,07	1,45	9,55	0,45	0,23	35,2	0,65	0,035	—	0,14	0,35	0,18	0,007
26	Лерцолит	1	41,13	0,06	1,26	6,30	2,84	0,09	34,37	0,68	0,15	0,18	—	0,71	0,28	0,011
27	»	2	39,9	1,28	4,67	6,96	6,17	0,15	27,72	4,5	0,20	0,1	—	0,25	0,42	0,013
28	»	3	39,8	0,23	2,5	9,0	3,2	0,16	28,16	5,0	0,05	0,13	0,25	0,25	0,05	0,008
29	Верлит	2	36,25	0,08	14,7	6,3	1,9	0,12	32,1	2,8	0,04	0,03	0,1	0,20	0,1	0,008
30	Габбро	10	48,6	0,8	18,5	2,7	5,8	0,1	6,03	11,9	2,26	0,51	0,25	0,007	0,015	0,008
31	»	1	46,8	1,08	16,5	3,29	6,93	0,23	6,57	7,94	2,95	2,17	0,38	0,03	—	—
32	Габбро-диабаз	3	48,7	1,5	15,34	3,16	7,59	—	6,8	10,7	2,77	0,34	—	0,007	0,4	0,007
33	Габбро-диорит	5	59,96	1,12	2,24	6,45	7,45	0,14	3,85	13,64	1,70	0,82	0,9	—	—	—

Примечание. Массивы: 1, 7 — Маданият; 2, 17, 20 — Котырколь; 3, 19 — Озерный; 4, 14, 21, 22 — Урымкай; 5 — Черноярский; 6, 16 — Жукей; 8, 15 — Золотой бор; 9 — Боровской; 10 — Чебакколь; 11 — Кумкосьяк; 13 — Тонгбайский; 25, 29, 30, 32 — Чеховский; 26 — Савинковский; 27 — Жанажол; 28 — Базарбек; 31, 33 — Жанаталап. При вычислении данных средних составов пород использованы материалы М. Р. Абрамсона, М. А. Жукова, С. М. Горяева, Л. И. Колотилова, Н. П. Михайлова, Д. В. Пономарева.

точной части Северного Казахстана связано с определенным этапом тектонического развития данного участка земной коры. Можно допускать, что их было два — в раннем протерозое и раннем палеозое. Дело в том, что часто приходится убеждаться не в истинном возрасте формирования базит-гипербазитов, а во времени геологических событий, в результате которых базит-гипербазиты вышли на поверхность, пришли в соприкосновение с окружающими толщами и испытали наложенный метасоматоз.

Обломки ультрамафитов отмечаются разными геологами в конгломератах раннего и среднего ордовика. Основные и ультраосновные породы в обломках встречаются в виде уже перемятых и интенсивно измененных пород. Следовательно, был этап становления мафит-ультрамафитов задолго до накопления ниже- и среднеордовикских толщ.

Выжимание и сильное брекчирование данной ассоциации пород происходило неоднократно, начиная с раннего кембрия вплоть до карбона.

Взаимоотношения комплексов пород дунит-гарцбургитовой и перидотит-пироксенит-габбровой ассоциаций показывают, что первые всегда формировались раньше. Именно ультрамафиты чаще всего встречаются среди докембрийских метаморфических толщ. Но насколько время образования их древнее или моложе, установить геологическими методами пока невозможно.

Среди пород, слагающих массивы восточной части Северного Казахстана, выделяются следующие парагенетические ассоциации: 1) ультрамафиты и продукты их метаморфизма; 2) основные породы и продукты их метаморфизма; 3) породы среднего состава.

По химизму среди пород мафит-ультрамафитовой ассоциации четко выделяются два ряда пород: ультраосновной и основной (табл. 10).

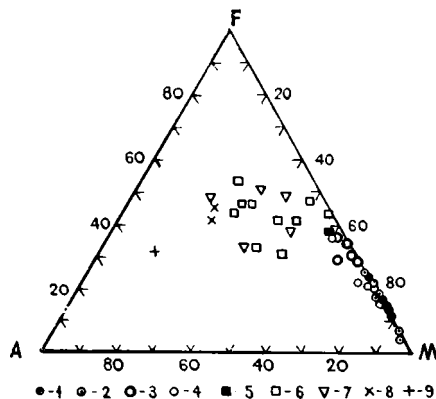
Среди ультраосновных пород наиболее многочисленны породы, отвечающие типовым составам гарцбургитов. Менее распространены дуниты, лерцолиты, верлиты, пироксениты. Главными особенностями химического состава ультрамафитов являются высокая магнезиальность, низкое содержание алюминия, кальция и щелочей, повышенное содержание хрома и никеля, относительно низкое содержание суммарного железа. Виртуальное количество ромбического пироксена (5,1—41,3%), отношение $M:F$ (3,5—20,7) позволяют относить ультрамафиты к гипербазитам. Величина отношения Mg/FeO (критерий Хесса) всегда большая (7,5) и свидетельствует о первично-перидотитовом субстрате, из которого произошли ультрамафиты. Оценка формационной их принадлежности с помощью уравнения линейных дискриминатных функций указывает на принадлежность их к дунит-гарцбургитовой формации. По содержанию главных породообразующих окислов гипербазиты Северного Казахстана не имеют принципиальных различий с альпинотипными гипербазитами других районов Советского Союза.

Породы габброидного ряда характеризуются значительно меньшими значениями коэффициента b и большими коэффициентами a и c . От габбро к диоритам b уменьшается, a и c увеличиваются. Критерий Хесса для базитов всегда меньше 7,5, что свидетельствует об их первично-базальтовой природе.

Ультраосновные и основные породы относятся в общем к нормальному типу ненасыщенных кремнеземом и бедных щелочами мелано-

кратовых (габброиды) или гиаломеланократовых пород. Наблюдается постепенное изменение химизма ультраосновных пород через габброиды к диоритам, что свидетельствует об их генетическом родстве. Характерно постепенное увеличение кремнезема, титана, алюминия, натрия и калия в этой же последовательности и постоянное преобладание Na_2O над K_2O . Выявлен резко выраженный антагонизм щелочей и щелочных земель для ультрамафитов и мафитов. Все переходы между разновидностями пород, установленные по петрографическому составу от диоритов к габбро, затем к пироксенитам, перидотитам и дунитам полностью отражены в закономерном изменении химического состава и сохранении близости ультрабазитовых и базитовых пород к средним типовым составам пород по Р. Дели и А. Н. Заварицкому. Отмечается близость анализов амфиболитов и амфиболовых сланцев к габбро.

Рис. 7. Петрохимические тренды в координатах А—F—M для мафит-ультрамафитов древнейших структур Казахстана 1 — дуниты; 2 — перидотиты; 3 — пироксениты; 4 — горнблендиты; 5 — троктолиты; 6 — габбро; 7 — спилито-диабазы; 8 — диориты; 9 — плагиогранитоиды. Средний состав дан по А. Г. Бурдынюк, В. И. Старову



На диаграмме А (щелочи) — F (железо) — М (магний) хорошо видно постепенное увеличение магнезиальности и уменьшение щелочности в серии диорит — габбро — ультрамафит (рис. 7). Нанесенные на эту диаграмму для сравнения средние анализы базит-гипербазитов других регионов образуют единые по площади поля без закономерного распределения представителей различных регионов, что свидетельствует об единой по составу исходной магме и сходных условиях ее зарождения. Большинство нанесенных точек ультрамафитов группируется в поле, ограниченном типовыми составами альпинотипного гипербазита — гранатового и шпинелевого перидотита, подчеркивая мантийную природу ультрамафитов.

Сравнение химических анализов ультрамафитов Северного Казахстана с таковыми других регионов Союза и мира показало, что мафиты первого региона наиболее близки к серии современных геосинклиналей.

По кремний-железомagneзиальному соотношению прослеживается эволюционная последовательность становления мафит-ультрамафитовой ассоциации от высокомагнезиальных ультрамафитов к габброидам. Подтверждается генетическое родство базитов и гипербазитов дунит-гарцбургитовой и перидотит-пироксенит-габбровой серий.

Описанные выше петрохимические ассоциации пород обнаруживаются в срединно-океанических хребтах и аналогичных им структурах рифтового происхождения.

Геохимические особенности мафитов и ультрамафитов изучены А. Г. Бурдынюк по полуколичественным и количественным анализам, выполненным в специальных лабораториях Степгеологии и ИГН АН КазССР.

В гипербазитах перидотит-пироксенит-габбровой серии всегда повышено или равно кларку содержание титана, скандия, цинка, хрома, галлия, олова, в отдельных массивах — меди, стронция, ванадия, никеля; всегда понижено содержание кобальта, циркония, платины, палладия, в большинстве массивов — ванадия.

В мафитах дунит-гарцбургитовой ассоциации в постоянно повышенном количестве или равном кларку содержатся титан, хром, галлий, свинец и др., спорадически — никель, цинк, медь, стронций, иттрий. Всегда понижено содержание стронция, молибдена, бария, скандия, ванадия, иттербия, германия, платины, палладия.

В габброидах перидотит-пироксенит-габбровой формации накоплены калий, галлий, хром, медь, никель, цинк, золото, свинец, скандий, барий, олово, лантан, спорадически — титан, ванадий, марганец, кобальт. Всегда понижено по отношению к кларку содержание молибдена, стронция, титана, иттрия, платины, палладия.

Общей специфической геохимической особенностью ультрамафитов являются устойчивые высокие кларки титана, хрома, золота. Кроме того, отмечается геохимическая специализация гипербазитов отдельных массивов перидотит-пироксенит-габбровой серии на никель.

Мафит-ультрамафиты представляют собой химически взаимосвязанную ассоциацию пород, в которой содержание элементов группы железа изменяется закономерно. При этом содержание тугоплавких комплексов Co, Cr, Ni снижается, а легкоплавкого V вверх по разрезу увеличивается. Это свойство, как и некоторая обособленность габброидов, типично для континентальных серий базит-гипербазитов.

На основании количественных спектральных определений золота, платины и палладия, проведенных С. Л. Терехович в спектральной лаборатории ИГН АН КазССР, выявлено, что породы мафит-ультрамафитовой ассоциации восточной части Северного Казахстана характеризуются повышенным содержанием золота по сравнению с основными типами глубинных мантийных пород и океаническими гипербазитами. Содержание золота в исследуемых породах на порядок выше кларка его в основных и ультраосновных породах, распределение в различных массивах равномерное, накопления его в габбро не наблюдается.

Данные по содержанию платины и палладия свидетельствуют о том, что породы обеднены этими элементами по сравнению с кларком. Для дунит-гарцбургитовой серии платина является характерным элементом, палладий присутствует спорадически только в гарцбургитах, в остальных породах отсутствует. Платина в дунит-гарцбургитах всегда преобладает над палладием. В перидотит-пироксенит-габбровой серии платина и палладий практически отсутствуют. Только в глубокометаморфизованных габбро, превращенных в амфиболовые сланцы, происходит накопление платины. И. Ф. Трусова считает, что присутствие платины в россыпном месторождении золота может быть связано с разрушением ультрамафитов.

Содержание платины и палладия в мафит-ультрамафитах Северного Казахстана по сравнению с аналогичными образованиями других регионов меньше в несколько раз.

Процессы метасоматоза наиболее широко проявлены в виде серпентинизации. В зонах дробления серпентинизация приводит к образованию проявления асбеста. В исследованном районе широко развиты оталькование, актинолитизация, хлоритизация, окремнение, лиственизация, гранулитизация (гроссуляризация), эпидотизация, цоизитизация, спорадически флогопитизация, биотитизация и антофиллитизация. Фации и степень преобразований в различных участках различны, вследствие чего продукты изменения отличаются по составу.

Базит-гипербазитовая ассоциация восточной части Северного Казахстана перспективна на хром, медно-никелевые руды и редкие металлы. С ней связан целый комплекс неметаллических полезных ископаемых: поделочные камни, асбест, тальк, хлоритовые породы. Слабо-серпентинизированные гипербазиты являются ценным форстеритовым огнеупором, молотые серпентиниты могут быть использованы как магнезиально-фосфатные удобрения.

Златогорский перидотит-пироксенит-норитовый комплекс. Геологические особенности размещения ультраосновных и основных расслоенных плутонов Северного Казахстана были впервые кратко освещены в работах И. И. Бока, Е. Д. Шлыгина, М. В. Ташининой в конце 30-х годов. Они выделили эти породы в особую группу формаций платформенного магматизма стадии постконсолидационной активизации складчатых систем. Региональный формационный анализ, петрографическая и геохимическая характеристика расслоенных ультрамафит-мафитов отражены в многочисленных публикациях М. В. Иняхина, Н. П. Михайлова, Е. В. Шаркова, М. А. Абдулкабировой, А. Н. Нурлыбаева.

Изменение в стратиграфии Кокчетавской глыбы в связи с выделением гаршинской вулканогенно-осадочной серии кембрия — раннего ордовика делает условным отнесение некоторых габбро-пироксенитовых массивов, в частности Дубровского, к златогорскому среднекембрийскому комплексу. Геологические исследования, проведенные в последние годы М. А. Абдулкабировой, показали, что Челкарского и Цуриковского крупных (70—200 км²) массивов, выделенных И. И. Бокон, Е. Д. Шлыгиным и Н. П. Михайловым, не существует. Выявлены лишь мелкие дайкообразные тела и группы тел габбро-пироксенитов, претерпевших динамотермальный метаморфизм, метасоматоз кислотной и щелочной стадий. Типичными представителями описываемого комплекса являются лишь Златогорский, Чкаловский и Чеховский массивы. Возраст массивов большинство исследователей считают кембрийским. Абсолютный возраст, полученный калий-аргоновым методом по биотиту пегматитов из центра дунитовой залежи массива, равен 540 млн. лет [8, 9], что соответствует среднему кембрию. К этому же комплексу относится ряд мелких мафит-ультрамафитовых тел, обнаруженных бурением и расположенных в экзоконтактах Зерендинского, Сергеевского, Субботинского, Терексайского массивов.

Протрузии мафит-ультрамафитов, имеющих признаки расслоения, развиты в Степнякской зоне, где они рассматриваются Э. М. Спиридоновым в качестве самостоятельного коянбайского комплекса среднекембрийского возраста.

Первичное геологическое положение определяется интрузивным залеганием среди метаморфизованных толщ зерендинской серии докембрия. Апофизы ультрамафитов наблюдались в гнейсах и сланцах, но в

полосчатых кварцитах и гранитогнейсах не встречались. Вторичное залегание пород комплекса определяется разломной тектоникой и раннепалеозойским магматизмом.

Петротипом золотогорского комплекса следует считать Златогорский массив, находящийся среди древних метаморфических образований. Он имеет специфическую лополитообразную или воронкообразную форму и является первично-расслоенным. Все же остальные тела золотогорского комплекса не имеют такой классической морфологии, но всегда обнаруживают следы внутренней первичной слоистости и полосчатость в породах. Массивы мафитов отчетливо выделяются на магнитометрических картах полями до 300—1000 гамм, но в гравитационном поле они практически не выделяются.

Последовательность формирования пород комплекса можно представить в следующем обобщенном виде:

1. Главная интрузивная фаза — габбро-нориты, нориты, оливковые нориты, анортозиты, троктолиты, пироксениты, перидотиты, дуниты, сформировавшиеся в результате первичного расслоения и кристаллизации основной магмы в камере плутона. Все разновидности пород располагаются в определенной вертикальной последовательности и связаны постепенными переходами.

2. Вторая интрузивная фаза — габбро-диориты, микрогаббро и микрогаббро-нориты, слагающие неправильные линзовидные или штокообразные крутопадающие интрузивные тела и прорывающие породы главной фазы.

3. Жильная фаза — диабазы, единиты, диоритовые порфириты, спессартиты, керсантиты, горнблендиты, габбро-пегматиты и габбро-диориты.

Минеральная эволюция мафических фракционатов представляет собой прерывистый ряд: оливин — пироксен ромбический — пироксен моноклинный — амфибол — биотит; салический ряд битовнит — лабрадор — андезин завершается появлением ортоклаза и кварц-ортоклазовой эвтектики. Среди аксессуарных минералов присутствуют магнетит, титаномагнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, шпинель, пирит, пирротин, халькопирит, пентландит. Минеральные парагенезы однозначно свидетельствуют о длительном и сложном пути фракционирования, давшем непрерывную серию от оливин- до ортоклаз- и кварцсодержащих пород.

Петрогенетическая общность и отмеченная минеральная эволюция пород подтверждается петрохимическими материалами, опубликованными нами ранее (табл. 11). Наблюдается единый петрохимический тренд от анхимономинерального дунита к габбро-нориту и диориту. Следует отметить, что габброиды отличаются несколько пониженной величиной числовой характеристики a , что объясняется присутствием плагиоклаза высокой основности, и иногда имеют обратную корреляцию коэффициентов c и b , близкую к анортозитовому типу.

Внутреннее строение и состав петротипа описываемого комплекса Златогорского массива во многом сходны с таковыми всех известных первично-расслоенных массивов (Бушвельдского, Мончегорского). Химический состав пород (см. табл. 11) свидетельствует о том, что возможная родоначальная магма была близка к толеитовому базальту или оливковому толеиту.

Геохимические и металлогенетические особенности золотогорского

Таблица 11. Содержание главных петрогенных окислов в породах златогорского и красномайского комплексов, %

Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
<i>Златогорский массив</i>												
Габбро	1	48,02	0,14	18,14	1,52	6,12	0,09	9,80	10,80	1,65	0,34	—
Габбро оливиновое	9	47,68	0,34	17,87	0,71	6,08	0,14	9,17	11,98	1,56	0,27	0,05
Габбро-норит	6	47,14	0,34	17,74	2,08	5,78	0,13	9,23	11,71	1,51	0,59	0,04
Габбро-норит оливиновый	6	47,50	0,15	19,85	3,20	4,28	0,11	9,30	12,23	1,04	0,28	0,05
Норит	1	48,66	0,70	6,64	4,15	6,83	0,33	9,70	18,97	1,27	0,86	—
Норит оливиновый	2	48,14	0,25	19,00	0,51	7,78	0,18	10,76	7,65	0,88	0,23	0,03
Троктолит	1	45,52	0,14	23,29	1,00	3,45	0,08	9,76	12,73	0,65	0,40	—
Микрогаббро-норит	3	43,85	0,11	16,30	2,18	5,59	0,10	19,56	8,49	0,50	0,18	—
Габбро-диорит	2	49,82	0,47	15,53	2,24	7,38	0,16	8,14	13,02	2,22	0,22	0,33
Габбро-пегматит	1	55,57	0,16	11,31	2,23	3,60	0,14	8,14	13,95	4,40	0,20	—
Кварцевый диорит-пегматит	1	44,88	0,24	13,54	0,91	6,69	0,41	15,11	10,12	1,62	0,88	—
Гранит-пегматит	1	63,36	0,41	17,05	0,48	2,59	0,09	4,02	3,86	3,10	3,99	—
Гранит-пегматит	2	71,04	0,17	13,78	0,54	1,46	0,04	1,62	1,50	2,70	6,10	—
<i>Красномайский массив</i>												
Клинопироксенит	5	43,53	0,80	3,00	3,70	4,67	0,21	11,60	25,75	0,61	0,50	3,14
»	6	36,98	2,24	3,23	13,62	8,52	0,21	9,10	21,90	0,42	0,73	2,11
»	1	15,50	0,20	8,00	1,43	1,84	0,03	4,35	40,45	0,18	0,70	23,20
»	2	33,30	2,67	14,41	5,51	9,87	0,32	8,41	18,91	0,55	1,25	3,04
»	7	39,16	1,18	5,60	4,82	5,06	0,13	12,66	21,58	0,37	2,54	4,63
Мельтейгит	4	40,36	1,96	9,20	8,62	6,16	0,37	3,23	18,48	0,72	4,21	1,08
Шонкинит	5	48,41	0,62	14,93	3,20	3,65	0,15	3,82	8,62	1,60	9,21	0,72
Сиенит	4	56,59	0,43	20,56	1,35	1,46	0,06	1,11	2,96	3,46	8,77	0,30
»	2	58,83	0,47	16,92	1,59	2,60	0,09	0,65	2,84	0,42	13,29	0,21
Кварцевый сиенит	1	68,76	0,33	15,64	2,62	1,19	0,09	0,48	1,04	4,33	4,25	0,10

Примечание. При расчете средних данных использованы анализы из работ И. И. Бока, Н. А. Елисева, И. А. Ефимова, В. С. Кокорева, Д. В. Пономарева, О. М. Розена, М. П. Орловой, Е. В. Шаркова.

комплекса заключаются в значительно более богатом наборе элементов примесей, чем в офиолитах и ультрамафитах альпинотипных интрузий. Кроме таких типичных «сквозных» элементов, как хром, никель, кобальт, медь, марганец, постоянно присутствуют также титан, ванадий и цинк. В пегматитовых образованиях увеличивается концентрация иттрия, иттербия, лантана, церия. Следует заметить, что в Златогорском массиве кроме аксессуарной, вкрапленной сингенетичной минерализации медно-никелевых сульфидов существует эпигенетическая минерализация в виде тонких жилок и пленок пирротина, халькопирита и пентландита по трещинам.

В целом для златогорского комплекса выявляется четкая металлогенная специализация на никель, медь и кобальт.

Красномайский щелочно-ультрамафитовый комплекс. Ультраосновные щелочные породы в Кокчетавской глыбе открыты в 1962 г. бурением вблизи пос. Красный Май. Ю. М. Зорин, руководивший в 1963 г. поисковым бурением, установил здесь наличие различных щелочных пироксенитов, габбро, карбонатитов, сиенитов, лампрофиров и метаморфических пород. Закономерности размещения и минералого-петрографические свойства массивов были хорошо изучены В. Е. Гончаренко, Ю. М. Зориным, Ф. А. Летниковым, Э. П. Мацак, Н. П. Михайловым, А. Н. Нурлыбаевым, Н. Л. Панкратовой, М. П. Орловой, В. П. Яковенко. Региональными геолого-петрографическими работами выявлено, что щелочно-ультраосновные породы слагают тела трещинного типа размером 4—18 км². Они расположены в блоках допалеозойского фундамента, находятся в интрузивном залегании относительно докембрийских метаморфизованных пород, феницизируют и скарнируют их. Мелкие ксенолиты и шпирсы измененных биотитовых пироксенитов находятся среди ордовикских гранитоидов Зерендинского плутона. Цифры абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым методом по биотиту пироксенитов Красномайского и Барчинского массивов, равны 500—536 млн. лет, а по биотиту из дайки сиенитов — 536—542 млн. лет. По работам Л. Б. Комлева известны цифры в интервале 445—524 млн. лет, а по циркону уран-торий-свинцовым методом получена дата 950 ± 10 млн. лет.

В Ерментауском антиклинории, в северной части гипербазитового пояса, Т. П. Шебуняевым выделен Олентинский массив щелочных ультрамафитов. Он интрузирует базальтоиды ерментауской свиты, а радиологический возраст пород, полученный калий-аргоновым методом по биотиту, флогопиту и амфиболу, находится в пределах 480—500 млн. лет.

Геологические факты, собранные различными исследователями, пока однозначно свидетельствуют о том, что в Кокчетавской глыбе и смежных с ней районах в раннем палеозое был этап щелочно-ультраосновного магматизма.

Типовые представители описываемого комплекса — Красномайский и Павловский массивы — расположены в зоне глубинного разлома северо-западного простирания. Барчинский массив находится в зоне широтного разлома, кулисообразно отходящего от первого. Это типичные интрузии трещинного типа в форме вытянутых линз. Красномайский массив имеет ширину 100—800 м и длину 11 км, Барчинский — соответственно 500 м и 5 км, Павловский — 400 м и 1,5 км. Наиболее изучены Красномайский и Барчинский массивы. В их составе преобладают пироксениты, подчиненную роль играют сиениты и карбонатиты, реже шонкиниты, малиньиты. В экзоконтактах массивов наблюдаются зоны интенсивной калишпатизации вмещающих пород, вплоть до образования фенитов.

Клинопироксениты сложены существенно диопсид-авгитом; рудносные пироксениты содержат до 8—10% вкрапленности титаномангнетита. Шонкиниты связаны с пироксенитами постепенными переходами через зоны полевошпатовых, ортоклазовых пироксенитов — мельтейгитов. Перечисленные породы большей частью перекристаллизованы в

крупно- и грубозернистые разности, в которых отмечается повышенное содержание апатита и наложенных минералов — биотита, меланита, карбоната. Все разновидности пироксенитов пересекаются жильными породами, среди которых встречаются меланократовые меланитовые и лейкократовые фельдшпатоидные сиениты, щелочные сиениты и кварцевые сиениты.

В массивах комплекса широко проявлены постмагматические метасоматические процессы, заключающиеся в биотитизации, меланитизации, шерломитизации, калишпатизации и карбонатизации пород. Наиболее распространены биотит-пироксеновые породы, переходящие в пироксен-биотитовые слюдиты. Часто встречаются меланит-пироксеновые и биотит-меланит-пироксеновые породы, отмечаются биотит-меланитовые, ортоклаз-пироксеновые и прочие разности. Фельдшпатизированные, гранитизированные и биотитизированные породы интенсивно карбонатизированы. Они переходят в карбонатиты, образующие маломощные линзовидные тела или жильные зоны среди измененных пироксенитов и щелочных жильных пород. Карбонатиты представлены форстерит-флогопит-кальцитовыми разностями, содержащими в качестве аксессуаров апатит, шпинель, пирохлор, перовскит, циркелит, бастнезит, иттрофлюорит.

Средний химический состав пород комплекса приведен в табл. 11. Клинопироксениты отличаются от нормативных пород пониженной магнезиальностью и повышенным содержанием кальция, калия и особенно фосфора. В рудных пироксенитах возрастают содержание железа и титана, а также калия; апатитизация пород приводит к повышению доли P_2O_5 до 23%, CaO до 40,5% за счет всех других компонентов; в меланитизированных породах усиливается роль глинозема, железа, титана; биотитизация пород сопровождается существенным привнесением калия.

Мельтейгиты, шонкиниты, а также щелочные сиениты отличаются повышенной калийностью.

Красномайский комплекс в отличие от типовых щелочно-ультрамафитовых серий не имеет оливинитов и щелочных пород бесполевошпатовой группы (ийолитов, уртитов), обладает существенно калиевой, а не натриевой щелочностью сиенитов, общей высокой железистостью темноцветных минералов, и характеризуется большой ролью высокотемпературных предкарбонатитовых гранат-полевошпатовых метасоматитов.

Пироксениты отличаются повышенным содержанием циркония, иттрия и итербия, а также стронция. В карбонатитах красномайского комплекса присутствуют элементы редкометалльно-редкоземельной группы: барий и стронций, ниобий, цирконий, церий и лантан, медь, кобальт и некоторые другие, что сближает эти породы с карбонатитами Кольского полуострова.

Наиболее характерными особенностями геолого-структурной позиции и состава массивов красномайского комплекса являются приуроченность их к образованиям докембрийского кристаллического фундамента, связь с глубинными разломами, высокая щелочность и особенно калийность пород, широкое развитие карбонатитов и других специфических постмагматических образований.

В настоящее время многие исследователи считают, что щелочно-ультрамафитовые серии с карбонатитами являются комплексами-пока-

зателями геодинамической обстановки современного и древнего внутриконтинентального рифтогенеза. По времени становления они отвечают предрифтовым стадиям развития внутриконтинентальных рифтовых зон.

УРУМБАЙСКИЙ (КЫЗЫЛКОЯНДИНСКИЙ) ТРАХИБАЗАЛЬТ-ТРАХИДАЦИТ-ТРАХИРИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

В центральной части Ешкиольмесского антиклинория распространены покровы туфов, реже лав основного и кислого состава, почти без промежуточных по содержанию кремния разновидностей пород. Внутри пачки кремнекислых вулканитов отмечаются прослойки кремнистых туфитов и кремнистых алевролитов, которые в некоторых разрезах составляют до 25% от ее объема. Вулканогенная часть разреза комплекса завершается терригенно-кремнистой пачкой, в которой были обнаружены органические остатки: беззамковые брахиоподы и трилобиты, по заключению Р. Г. Теняковой и Г. Х. Ергалиева, среднекембрийского возраста. Некоторые исследователи в последнее время вулканиты комплекса вновь, как это делали раньше, сопоставляют с вулканитами бозшакольского базальтово-андезит-трахидацитового комплекса среднекембрийского возраста [16]. Однако состав и внутреннее строение этих комплексов отличаются настолько, что такое сопоставление, как нам представляется, делать нельзя. Собственно магматическая, нижняя, пачка урумбайского комплекса состоит, в свою очередь, из двух частей. Нижняя представлена главным образом туфами и реже лавами и лавобрекчиями. Туфы средне- и крупнообломочные до агломератовых. Наиболее широко здесь распространены щелочные оливиновые базальты, богатые и очень богатые магнием, иногда титаном и относительно высоким содержанием окисла калия, достигающим 1,7%; в высокоглиноземистых трахибазальтах количество этого окисла достигает 3%. Значительно реже встречаются среднекислые разности — трахиандезито-базальты, трахиандезиты, андезиты-базальты.

Верхняя часть сложена трахидацитами, трахириолито-дацитами и риолито-дацитами. Трахидациты наиболее распространены. Характеризуются они высоким содержанием железа, глинозема, щелочных элементов. В одних разностях щелочи — это преимущественно окислы калия, в других — натрия. Вулканиты в верхах и низах урумбайского комплекса представлены порфировыми разностями. Во вкрапленниках наблюдается плагиоклаз, в некоторых авгит, диопсид, оливин и кварц.

Мощность урумбайского комплекса не менее 600 м. На севере Ерментауского антиклинория урумбайский комплекс замещается контрастно дифференцированным комплексом, в котором нет (возможно, их не установили) трахибазальтов и трахириолитов, в этом комплексе значительна роль терригенных пород — туфоконгломератов, туфопесчаников, алевролитов и известняков. Присутствуют в ней также кремнистые породы.

Далее на восток описанный комплекс вновь замещается на слабо дифференцированный базальт-андезитовый кызылкаиндинский комплекс, по Р. А. Копяткевичу. Таким образом, отчетливо прослеживается замещение с востока на запад недифференцированного (или слабо дифференцированного) комплекса на контрастно дифференцированный базальт-риолитовый, а последний, в свою очередь, на контрастно дифференцированный с повышенной калиевой щелочностью комплекс.

ГАРШИНСКИЙ (ЕРМЕНТАУСКИЙ) СПИЛИТ-БАЗАЛЬТ- ДИАБАЗОВЫЙ КОМПЛЕКС

Гаршинский комплекс выделен О. В. Минервиным как латеральный варьитет братолюбовского и развит в Қалмаққольской и Марьевской зонах. Комплекс представляет собой спилит-диабазовую ассоциацию. В стратотипных разрезах (по р. Акканбурлук) резко возрастает доля пестроцветных яшм и яшмоидов. Так же, как и в братолюбовском комплексе, в основании его нередко устанавливаются субпластовые перетертые брекчии, конгломератовые породы тектонической природы; среди вулканитов преобладают диабазы, базальтовые порфириты, спилиты, лавобрекчии, туфы, иногда туфоконгломераты.

Диабазы представлены зелено-серыми породами массивного мелкозернистого сложения. Для них характерны офитовые структуры. Кристаллический каркас образован лейстами разложенного плагиоклаза. В интерстициях расположены уралитизированные зерна пироксена, там же присутствуют хлорит, эпидот, магнетит, лейкоксен и апатит. Часто встречаются мелкие миндалины хлорита и кварца. Порфириты — зеленовато-черные, зелено-серые породы с редкими вкрапленниками полностью сосюртитизированного плагиоклаза, реже ортопироксена. Структуры основной массы гналопилитовые, интерсертальные, пилотацитовые, спилитовые. В этой группе пород встречаются афировые разновидности, основная масса которых содержит резко удлиненные, иногда трубчатые микролиты альбита, иногда сферические, шаровидные сростки его, которые в сочетании с перистыми сростками авгита образуют своеобразные вариолитовые структуры. Для порфиритов и спилитов характерны миндалекаменные текстуры. Миндалины мелкие, округлой или неправильной формы, сложены хлоритом, кварцем с примесью эпидота, реже кальцита.

Туфы порфиритов различаются размерами обломков. Преобладают мелкообломочные, но встречаются и грубообломочные «бомбовые» разновидности. По составу доминируют лито- или литовитрокластические породы. Тонкозернистые туфы нередко являются пепловыми и пемзовыми обломками с кремнисто-хлоритовым мезостазисом.

Кератофиры обычно имеют темно-красный цвет. Фенокристы принадлежат альбиту или альбит-олигоклазу, калишпату, реже кварцу. Вкрапленники мелкие, а количество их не превышает 20% объема породы. Основная масса микрофельзитовая либо микропйкелитовая.

По петрохимическим описаниям и химическим анализам (табл. 12) эффузивные разновидности мало чем отличаются от пород братолюбовского комплекса, отмечается лишь большая насыщенность разрезов пирокластическим материалом.

САГСКИЙ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Название комплекса соответствует одноименной серии, широко распространенной в Степнякском синклинии и меньше в восточной части Қокчетавского поднятия. Характеристика вулканогенно-осадочной серии дана ранее в работах Е. А. Бабичева, Л. В. Булыго, Р. А. Қопяткевича, И. Ф. Никитина, З. М. Новиковой, Э. М. Спиридонова, Н. М. Фрид. Сейчас несколько уточнено распространение отложений сагской серии в центральной части Степнякского синклиния и в Қокчетавской глыбе.

Таблица 12. Средний химический состав пород гаршинского и братолюбовского комплексов, %

№ п/п	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂ /H ₂ O	П. п. п.	Σ
Гаршинский комплекс															
1	Базальтовый порфирит	46,30	12,93	11,73	8,08	2,23	0,28	5,59	5,82	0,50	4,18	—	0,02	1,86	99,52
2	То же	51,00	10,70	3,62	4,76	0,77	0,13	14,01	5,06	0,20	3,06	—	0,01	6,15	99,47
3	»	43,80	15,11	2,71	6,64	0,82	0,17	10,04	8,50	0,70	3,45	0,07	0,10	8,21	100,32
4	»	48,80	11,79	5,12	4,22	0,88	0,16	15,78	4,34	0,11	1,61	—	0,02	6,18	99,01
5	Туф	48,80	9,94	2,29	7,58	1,55	0,13	9,15	11,93	0,30	1,85	—	Сл.	5,33	98,85
6	»	48,90	6,98	1,30	7,43	0,43	0,17	9,63	18,68	0,42	1,28	—	0,08	3,13	98,43
7	»	51,60	12,71	1,78	9,24	0,80	0,21	10,04	8,61	0,16	2,02	—	0,04	1,51	98,72
8	Базальт	47,47	12,63	5,80	5,90	1,12	0,21	11,3	5,93	0,4	3,07	—	—	—	—
Братолюбовский комплекс															
9	Базальтовый порфирит	46,25	12,94	5,98	6,46	2,13	0,18	8,16	8,82	0,87	3,60	0,46	4,27	—	100,12
10	Туф	46,31	13,28	5,89	6,46	2,13	0,18	7,71	8,77	1,07	3,61	0,53	4,02	—	99,96
11	»	45,44	13,23	3,37	8,16	1,96	0,17	8,88	9,19	0,73	3,04	0,21	4,99	0,24	99,61
12	Диабазовый порфирит	44,59	16,56	17,18	1,53	2,64	0,08	9,20	2,47	1,80	1,60	0,23	0,15	2,25	100,28
13	Базальтовый порфирит	45,96	13,94	8,15	5,87	1,83	0,14	8,25	7,04	1,29	2,91	—	—	—	—

Примечание. 1—7 — анализ по материалам Сокологоровской ПСП, 9—13 — по Ю. А. Зайцеву.

Комплекс характеризуется высоким содержанием лав и пирокластов (75%) при подчиненной роли осадочных пород (25%). Наиболее широко распространены вулканиты базальтового, реже андезитового состава с порфировым типом структур. Коэффициент эксплозивности высокий (67—75%). Среди осадочных пород преобладают вулканотерригенные: песчаники, алевролиты, кремнистые породы, известняки с остатками морской фауны.

В типовых разрезах нижняя часть существенно вулканогенная, верхняя — туфогенно-осадочная. Разрезы комплекса обладают резкой фациальной изменчивостью по латерали и вертикали. В зависимости от количественного соотношения лав и пирокластов выделяются три толщи. Нижняя сложена грубообломочными туфами базальтов с подчиненными потоками лав и туфов среднего — основного состава, средняя и верхняя — в основном туфами, в меньшей степени лавами андезитового и базальтового состава и осадочными породами.

Жерловые и субвулканические образования нижней части комплекса представлены небольшими (0,3—0,5 до 2,5 км в поперечнике) телами и маломощными дайками диабазовых, базальтовых и андезитобазальтовых порфиритов. В верхней части разреза развиты субвулканические тела базальтовых, андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов.

Ритмичный характер нижней толщи, дифференциация обломочного материала, постепенная смена его от почвы пласта к кровле от грубо- до тонкозернистого, четкая смена границ между ритмами говорят о несплошной гидродинамической обстановке формирования. Становление толщи шло в результате смыва и переноса тефры мутьевыми потоками с крутых склонов действующих вулканов или вулканических цепей. По способу транспортировки тефры породы выделяются в толщу туфовых турбидитов. На близость действующих вулканов к месту отложения толщи турбидитов указывают локальные скопления грубообломочных туфов, наличие небольших некков жерловой фации, а также прогибание кровли пеплового материала в одном из пластов турбидита по выбросам «бомб» лапиллиевой размерности.

Период формирования средней и верхней толщ совпал с интенсивной вулканической деятельностью. Все изменения в характере этой деятельности отразились на их строении. Эксплозивно-эффузивные извержения образовали ритмично построенную серию, толщу лав и туфов. Для верхней толщи типична прерывистая вулканическая деятельность с преобладанием эксплозивных извержений, давших мощные пачки резургентных туфов. В период затишья накапливались вулканотерригенные породы. Источником этого материала являлись вулканиты и тефра предшествующих извержений, на что указывает состав обломочного материала и его генетическое единство с составом вулканитов более ранних извержений.

Вулканогенным породам комплекса свойственны порфировые структуры (существенно распространены плагиофировые разности, подчинены плагиоклаз-пироксенофировые, клинопироксен представлен авгитом), количество вкрапленников уменьшается от 50 до 10—15% с возрастанием кислотности пород. Характерны миндалекаменные текстуры. Породы субвулканической фации отличаются от соответствующих эффузивных разностей гораздо большим количеством вкрапленников с

преобладанием клинопироксена (эндиопсид и авгит, иногда близкий к салиту) над плагиоклазом, присутствием роговой обманки, большей степенью раскристаллизации основной массы, отсутствием миндалекаменных текстур. Для пород средне-основного состава типично интенсивное зеленокаменное перерождение.

Таблица 13. Средний химический состав пород сагского комплекса, %

Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Базальт	12	50,81	0,92	18,10	3,71	6,38	0,18	4,11	9,37	3,26	0,46	0,17
»	4	49,18	0,73	15,00	3,11	7,39	0,21	8,24	11,64	1,89	0,55	0,19
»	20	49,81	1,04	17,06	5,05	6,42	0,16	4,52	8,78	3,27	1,11	0,25
»	3	50,83	0,88	17,77	4,44	5,14	0,17	4,88	8,16	3,19	0,94	0,22
Андезитобазальт	19	55,39	0,85	16,96	3,50	5,40	0,15	3,49	6,89	3,76	0,74	0,23
»	5	54,64	1,01	16,41	3,69	6,56	0,18	3,54	6,19	3,49	1,13	0,28
Андезит	11	60,88	0,74	15,84	2,96	4,45	0,15	2,54	5,28	4,35	0,88	0,22
Дацит	3	65,94	0,64	14,16	2,86	3,96	0,12	1,43	4,76	3,55	0,92	0,17

Примечание. При расчете средних данных использованы анализы из работ Е. А. Бабичева, М. А. Жукова, В. С. Заика-Новацкого, В. С. Звонцова, Р. А. Копятевича, Н. М. Фрид, П. Н. Кропоткина, С. З. Новиковой, Ю. М. Сергійко, Е. Д. Шлыгина, Н. Я. Ященко.

По особенностям химического состава (табл. 13) породы сагского комплекса образуют непрерывную последовательно дифференцированную серию от базальтов до андезито-дацитов известково-щелочного ряда ($Na_2O + K_2O = 2,44 - 5,23\%$, $K_2O = 0,46 - 1,13\%$; $(Na + K)/Al = 0,25 - 0,52$) калиево-натриевой и натриевой серий (Na_2O/K_2O от 3,0 до 7,1). Все породы от лейко- до мезократовых ($f' = 15,31 - 17,19$), вы-

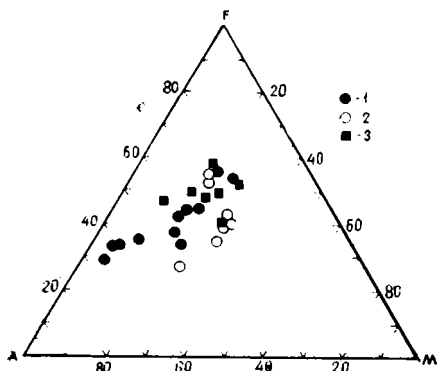


Рис. 8. Петрохимические тренды в координатах А—F—M для сагского комплекса разных блоков земной коры по В. Е. Гончаренко.

1 — Челкарский и Еленовский грабен;
2 — Северо-Кочетавский грабен;
3 — Степнякский синклиорий

соглиноземистые ($al' = 1,17 - 1,69$, изредка 0,79—1,0). Для комплекса характерен тренд дифференциации, подтверждающий его принадлежность к известково-щелочной серии, у которой кислые фракционаты менее щелочные, чем риолито-дациты типичных континентальных орогенных поясов (рис. 8, 9).

На диаграммах Н. Л. Добрецова и Б. Н. Пискунова фигуративные точки составов пород сагского комплекса располагаются в полях вулканитов островных дуг.

При формировании сагского комплекса главная роль принадлежала эксплозивным извержениям стратовулканов, которые образовывали

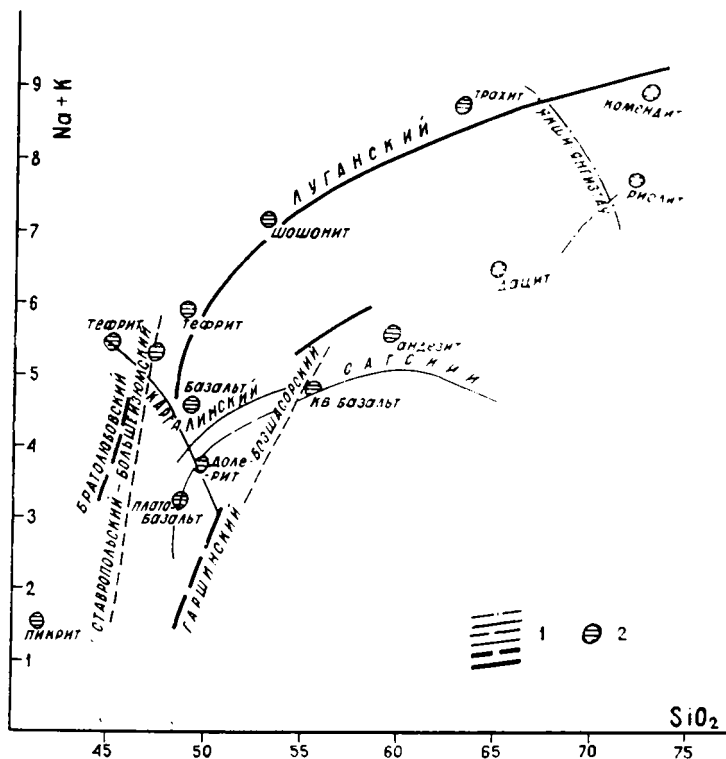


Рис. 9. Уровни щелочности в породах вулканогенных комплексов по В. И. Старову, А. И. Ивлеву, А. В. Леонову.

1 — линии распределения средних значений окислов кремния и щелочей; 2 — поля типовых составов пород по Р. Дели

в морском бассейне вулканические кальдеры и создавали расчлененный рельеф морского дна. О морских условиях кроме морской фауны и характера сортировки пирокластического материала по удельному весу, размеру обломков говорит и первичная гидрохимическая цементация в туфах, происходящая в подводных условиях, где пирокластика смешивалась с глинистым и карбонатным веществом.

МАЙЛИСОРСКИЙ БАЗАЛЬТ-ТРАХИРИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

На территории Степнякского синклиория и по его периферии вулканиты майлисорской и бельгагашской свит объединены в единый базальт-риолитовый комплекс. Он представляет собой серию крупных линзовидных геологических тел, расположенных как в одной горизонтальной плоскости, так и в кулисообразно смещенных по вертикали.

Наиболее ранние вулканы комплекса известны в центральной части Степнякского синклиория. Здесь возраст подстилающей толщи определен по остаткам ракушняковой фауны как средний карадок. Ашгиллские трилобиты, найденные на периферии синклиория, определяют верхнюю его возрастную границу как ашгилльский ярус позднего ордовика. Мощность пород комплекса очень непостоянна — в центральной части синклиория она изменяется от первых десятков до 2000 м, на периферии от 600 до 1500 м. Майлисорский комплекс в центральной части синклиория повсюду подстилается терригенными породами лидиевской свиты, перекрывается известняками или песчаниками коксорской (маятасской). На крыльях синклиория этот комплекс пород иногда с базальными конгломератами в основании ложится на вулканы майлисорской или жанасуйской свиты; выше обычно залегают красноцветные терригенные породы девона.

В составе базальт-риолитового комплекса центральной зоны преобладают резургентные агломератные туфы андезито-базальтового состава, реже встречаются туфы дацитовых и липаритовых порфиров. Лавы андезитовых порфиров, дацитовых и липаритовых порфиров встречаются редко. В разрезе закономерного чередования пород разного состава не наблюдается. Судя по преимущественному развитию пирокластической фации и незначительному проявлению лавовой, вулканические извержения были центрального типа. Вулканы периферической зоны слагают реликты вулканических построек, вулканотектонические прогибы или участвуют вместе с осадочными породами в строении сложных синклинальных и антиклинальных складок.

По представлениям А. И. Ивлева и В. Н. Самохвалова, типовой атансорский и лидовский разрезы майлисорского комплекса имеют двучленное строение. В нижней толще, отвечающей объему майлисорской и бельгагашской свит, широко распространены вулканы основного и среднего состава. Верхняя толща (терекская свита) по составу дацито-риолитовая, с существенным площадным развитием кислых эффузивов в верхах разрезов. Атансорская вулканическая структура представляет собой кальдеру центрально-кольцевого строения овальной формы размером 25×30 км и ограничена системой кольцевых и дугообразных разломов. К этой системе разломов приурочены субвулканические и жерловые образования кислого состава, а также интрузивные тела атансорского типа верхнеордовикского крыккудукского габбро-диорит-гранитового комплекса.

В составе Майлисорского комплекса широко распространены жерловые, экструзивные и субвулканические тела размером до 3—4 км в поперечнике. В Баранской синклинали А. И. Ивлевым закартированы серии параллельных даек плагиориолитов, образующих дугообразные полосы.

Среди вулканитов основного и среднего состава резко преобладают плагиофировые разности с содержанием вкрапленников от 5—10 до 30%, иногда до 50—60%, редко во вкрапленниках отмечается клинопироксен. Широко распространены миндалекаменные текстуры, особенно в пирокластических породах. Вкрапленники в субвулканических породах представлены плагиоклазом, меньше и несовместно клинопироксеном, изредка встречаются вкрапленники ортопироксена, чаще в виде

реликтов. Основные и средние вулканы подвержены зеленокаменному перерождению, в других случаях они имеют краснокаменный облик.

Кислые вулканы содержат вкрапленники плагиоклаза, кварца, реже биотита и иногда роговой обманки. Степень раскристаллизации основной массы различная, от афанитовой до гранофировой и гипидиоморфнозернистой в наиболее глубоких разностях субвулканических пород. Характерной особенностью этих пород является присутствие значительного (20—90%) количества сферолитов. Автомагматические брекчии отличаются большим количеством (до 50%) вкрапленников, их раздробленностью (особенно вкрапленников кварца), неравномерностью состава вкрапленников по отношению к основной массе.

По особенностям химического состава отчетливо выделяются две пространственно разобщенные серии: известково-щелочная, распространенная в Лидовско-Атансорском блоке Степнякского синклиория, и субщелочная, объединяющая вулканы комплекса в Коксенгирском блоке Степнякского синклиория и грабенов Кокчетавской глыбы. Содержание суммы щелочей в породах известково-щелочной серии меняется в пределах 3,84—7,02%, модуль щелочности $(Na+K)/Al = 0,33—0,78$, содержание $K_2O = 0,76—2,91$. Породы калиево-натриевой серии имеют $Na_2O/K_2O = 1,41—2,31$, наиболее основные разновидности относятся к натриевой серии ($Na_2O/K_2O = 4,05$). Сумма щелочей в породах субщелочной серии составляет 4,62—8,18% в Коксенгирском блоке и возрастает до 5,51—9,80% в грабенах Кокчетавской глыбы, модуль щелочности равен соответственно 0,43—0,78 и 0,45—0,89. Более значительно возрастает калийность пород: в Коксенгирском блоке содержание K_2O меняется в пределах 0,85—3,73%; в грабенах Кокчетавского массива — от 1,48 до 5,18%.

На диаграммах Н. Л. Добрецова точки составов пород майлисорского комплекса располагаются в полях вулканитов островных дуг. Особенности строения разрезов, заключающиеся в преобладании пирокластических образований, переслаивании с терригенными породами и известняками с остатками морской фауны, а также особенности петрохимической эволюции указывают в целом на формирование майлисорского комплекса в результате эксплозивных извержений вулканов центрального типа в обстановке регрессирующего морского бассейна.

КАРГАЛИНСКИЙ БАЗАЛЬТ-ТРАХИАНДЕЗИТ-ТРАХИРИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Каргалинский комплекс распространен в структурах западного обрамления Кокчетавской глыбы, а также в мелких грабенах внутри Кокчетавской зоны, по возрасту близок к майлисорскому комплексу.

Мощность образований комплекса изменчива и достигает 2200 м. В его строении участвуют вулканы и разнообразные вулканомиктовые породы. Характерна резкая фациальная изменчивость разрезов комплекса по латерали и вертикали. Породы пирокластической субфации существенно преобладают над лавовой, коэффициент эксплозивности составляет 60—86%. Характерной особенностью разреза комплекса является перемежаемость зеленокаменных и краснокаменных пород.

Породы комплекса по химическому составу весьма сходны с вулканидами майлисорской серии (табл. 14). Установлено, что в ходе диф-

Т а б л и ц а 14. Химический состав эффузивных пород каргалинского комплекса, %

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	П. л. п.	Σ
Базальтовый порфирит	47,36	18,41	6,0	4,12	0,13	1,73	7,67	5,42	2,02	3,01	3,35	0,64	0,04	—	99,90
То же	51,57	16,60	5,84	4,54	0,12	1,40	8,08	3,90	1,10	3,48	2,08	0,26	0,66	—	99,63
•	54,03	15,50	4,95	4,16	0,12	2,32	8,18	2,71	1,24	3,55	2,21	0,28	0,32	—	99,57
•	50,06	12,87	3,37	7,26	0,18	1,85	10,84	3,66	0,35	2,94	2,96	0,23	3,26	—	99,83
•	51,18	14,36	5,16	5,40	0,16	1,31	11,76	4,55	0,20	2,89	2,64	0,22	0,10	—	99,93
•	50,86	15,60	3,69	5,71	0,15	1,82	8,48	5,95	1,52	2,96	2,98	0,32	0,12	—	100,16
•	46,94	14,87	5,15	8,86	0,20	1,78	9,05	6,22	0,18	2,65	3,67	0,29	0,20	—	100,06
•	47,88	14,51	5,40	8,15	0,18	2,03	8,94	5,83	0,97	3,44	2,29	0,20	0,08	—	99,90
Базальт	46,70	13,11	2,14	6,09	0,16	0,88	10,03	7,21	1,78	2,46	—	—	—	8,13	98,69
•	49,50	13,73	3,12	7,14	0,17	0,05	7,69	7,22	1,40	2,95	—	—	—	6,12	99,09
•	48,00	15,24	3,99	8,03	0,20	2,34	6,05	6,17	0,40	4,30	0,14	—	—	4,99	99,85
•	43,50	12,99	7,53	3,31	0,19	1,24	11,95	6,66	2,18	3,30	0,15	—	—	6,73	99,73

Примечание. Состав базальтового порфирита дан по материалам А. А. Гаврилова, И. В. Хворовой; базальта — по данным Сокологоровской ПСП ПГО Севказгеология.

ференциации возрастает глиноземистость и общая железистость пород. Накопление железа в поздних фракционатах в целом невелико, т. е. комплексу присущ боуэновский тренд магматической дифференциации.

На диаграммах Н. Л. Добрецова и Б. Н. Пискунова фигуративные точки составов пород каргалинского комплекса попадают в поля вулканических островных дуг. Отличие от типичных островодужных ассоциаций состоит в отрицательной корреляции между коэффициентом фракционирования и содержанием глинозема.

ЗЕРЕНДИНСКИЙ ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Автор данного раздела в состав комплекса включает Зерендинский, Антоновский, Алтыбайский, Жолдыбайский, Теренкольский, Субботинский и другие более мелкие массивы. Они относятся к батолитовому типу, имеют значительные размеры и, как правило, залегают среди протерозойских метаморфических образований.

Докембрийские амфиболиты, сланцы, гнейсы, кварциты интродуцированы, ороговикованы, частично диоритизированы — гранитизированы массивными телами комплекса, которые в апикальных частях содержат также большое количество ксенолитов, шлиров и ступков темноцветных минералов вмещающих пород. М. А. Абдулкабировой, В. И. Старовым установлены активные контакты гранодиоритов комплекса с отложениями среднего ордовика и непосредственное перекрытие гранодиоритов туфоконгломератами раннего девона. Данные определений абсолютного возраста гранитоидов колеблются в пределах 270—520 млн. лет. Преобладают значения 430—450 млн. лет, которые позволяют сделать вывод о том, что основная масса пород зерендинского комплекса сформировалась в позднем ордовике — силуре. Цифры 270—300 млн. лет обусловлены проявлением наложенных метасоматических процессов.

В настоящее время нет единого мнения о геологическом строении и фазовом составе конкретных массивов зерендинского комплекса. Однако общепризнано, что раннюю фазу обычно слагают диориты и меланократовые гранодиориты, имеющие большую фациальную изменчивость. Вторую, самую развитую фазу представляют порфировидные гранодиориты и нормальные граниты, слагающие до 65% площади некоторых массивов. Лейкократовые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты составляют третью фазу. Мелкие тела дополнительных интрузий плагиоклазовых лейкогранитов и гранит-аплитов относятся к четвертой фазе. Завершающая фаза, дайковая серия зерендинского комплекса, представлена гранит-порфирами, граптофирами, гранодиорит-порфирами, микродиоритами и диабазовыми порфиритами.

Новые материалы позволяют говорить о трех- и пятифазном строении массивов и полифазальной изменчивости гранитоидов. Последняя наиболее отчетливо установлена в эндоконтактах крупных массивов; в результате диоритизации — гранитизации сланцев, амфиболитов наблюдается пестрота, неоднородность структур и составов гранитоидов. Переоценка локальных свойств массивов приводит некоторых исследователей даже к выводам об автохтонном генезисе всех плутонов.

Типовым является Зерендинский массив. Он в плане имеет непра-

вильную, вытянутую в широтном направлении форму длиной около 160 км и максимальной шириной около 90 км. Наименьшая ширина приходится на среднюю часть массива.

Геологическое строение Зерендинского плутона очень сложное за счет гранитоидов разновозрастных комплексов, его собственной многофазности и реакционных взаимоотношений с вмещающими породами допалеозоя. Во многих случаях контакты массива согласны с простиранием вмещающих пород докембрия и ордовика. В самом массиве ориентировка порфировых выделений полевых шпатов не всегда четко выражена. Падение планпараллельных текстур, установленное во многих обнажениях по положению ксенолитов северного и южного эндоконтактов, колеблется в пределах 40—45°.

В центральной части массива, западнее оз. Зеренда, там, где встречаются многочисленные провесы кровли и развиты гибридные породы, наблюдается пологое, близкое к горизонтальному залегание ксенолитов и порфировых выделений полевых шпатов. Ксенолиты отличаются близкой к изометричной формой. Трещиноватость пород различна. В эндоконтактных зонах преобладают вертикально падающие трещины, в центральной части больше развиты пологие трещины, что отражает пологое залегание кровли интрузии.

На контактах с вмещающими породами гранитоиды ведут себя по-разному. В юго-западной части массива на контакте с докембрийскими отложениями они становятся более мелкозернистыми. Сначала это проявляется в образовании небольших участков мелкозернистых гранитов, заключенных в крупно- и среднезернистых порфировидных гранитах. По направлению к контакту размер их выходов увеличивается, и в 0,5—1 км от контакта они сливаются в почти непрерывную полосу мелко- и среднезернистых лейкократовых гранитов порфировидной структуры.

Значительно шире распространены эндоконтактные разновидности пород, формирование которых В. И. Старов связывает с процессами диоритизации — гранитизации — мигматизации. Контаминированные породы (рис. 10, 11, 12) развиты в зоне восточного и северного контактов и в районе оз. Зеренда, откуда они широкой полосой протягиваются к западу, до оз. Имантау и Баян. Породы пестрого состава разделяются участками типичных гранитов или гранодиоритов, в которые они постепенно переходят.

Наиболее развиты в центральной части массива розовато-серые крупнозернистые порфировидные гранитоиды, в которых порфировидные выделения розового микроклина не превышают обычно 5 см. Часто в гранитах обнаруживаются призмы роговой обманки. При увеличении ее содержания граниты постепенно переходят в гранодиориты, которые в зоне восточного эндоконтакта обнажены на ограниченной площади. Розовые граниты вблизи сланцев становятся белыми или серыми, обычно обогащаются биотитом и даже роговой обманкой. Однако уже в 1—5 м от контакта с биотитовыми сланцами гранодиориты приобретают однородное строение. Очень редко здесь же встречаются переходы биотит-роговообманковых гранодиоритов в монцодиориты.

В восточной части Зерендинского интрузива колебания в составе гранитоидов наблюдаются в 1—7-м полосе непосредственных контактов с вмещающими породами. Обычны взаимные переходы гранодиоритов в биотитовые и лейкократовые граниты. Микроскопически среди этих

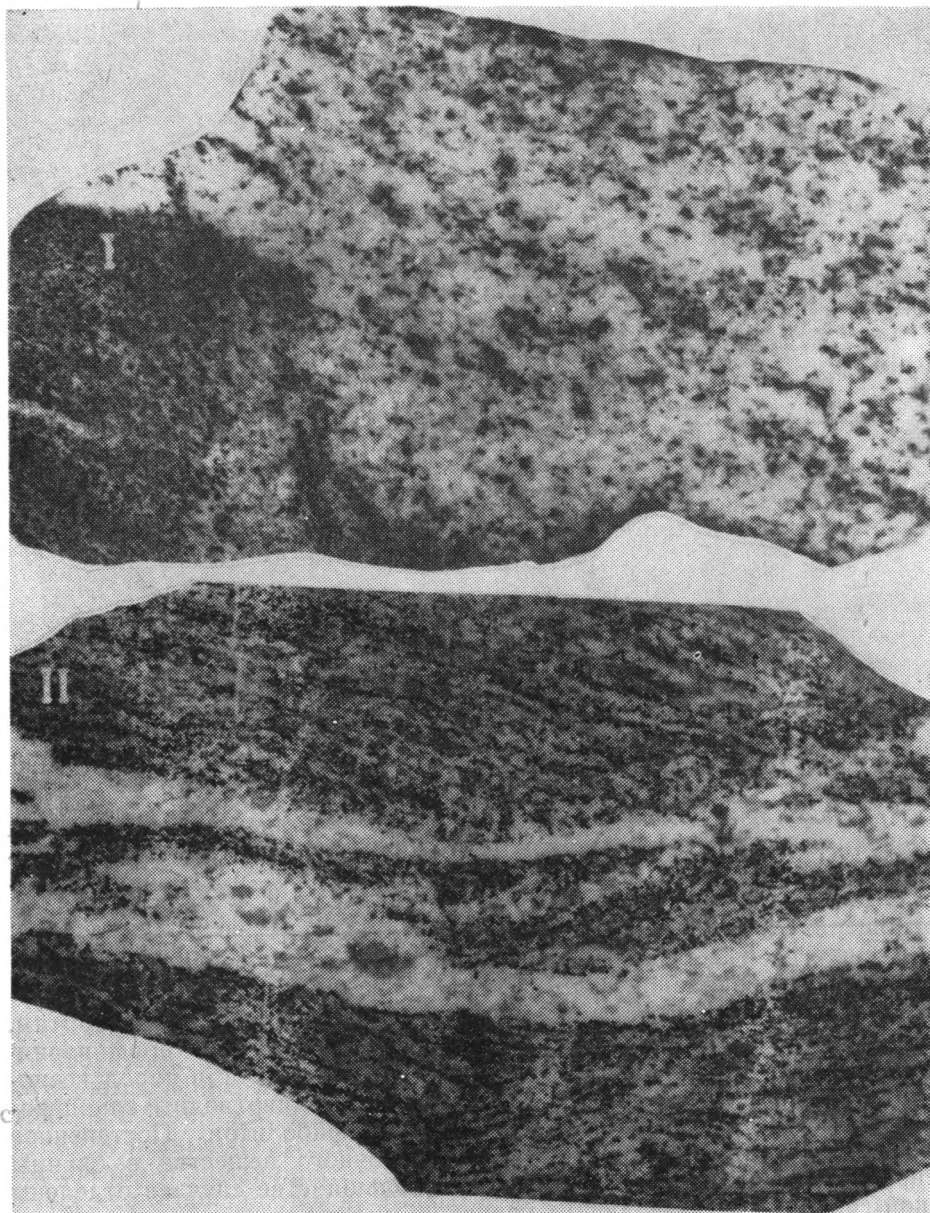


Рис. 10. Признаки контаминации по В. И. Старову.
I — диоритизированный амфиболит из северо-западного экзоконтакта Зерендинского массива; II — мигматит по амфибол-плагиоклазовому гнейсу из северного экзоконтакта Зерендинского массива. Нат. вел.

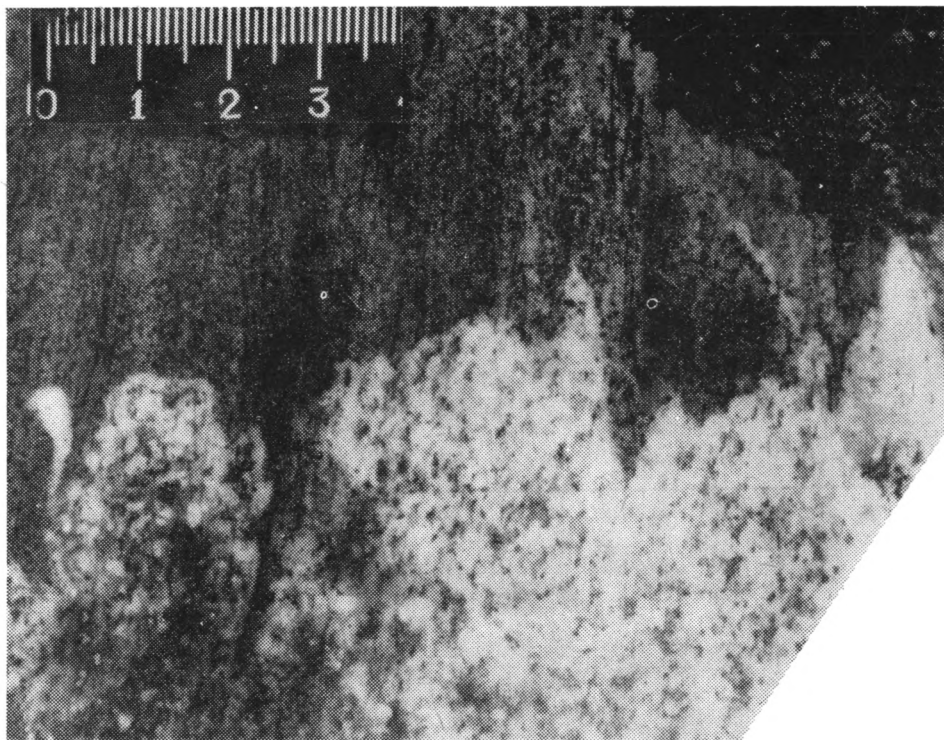


Рис. 11. Скарнированный и гранитизированный амфиболит по В. И. Старову.
Светлые инъекции гранитизирующего вещества представлены лейкогранодиоритом.
Район месторождения Баян

пород установлены постепенные переходы в тоналиты и адамеллиты. Изменения количественно-минерального состава связаны обычно с колебаниями содержания цветных минералов (от 30% в диоритах — гранодиоритах до 1—3% в гранитах), а также кварца и количественного соотношения калиевого полевого шпата и плагиноклаза.

Ксенолиты, где бы они ни были обнаружены, отличаются черным цветом, веретенообразной формой, изредка приближающейся к изометричной (рис. 13). По составу они тяготеют к габбро, монцодиоритам, диоритам и амфиболитам. Структура их мелкозернистая, порфировидная, текстура чаще эвтакситовая. Первоначальный состав пород ксенолитов устанавливается редко, когда в них отчетливо видны сланцеватые текстуры докембрийских гнейсов и амфиболитов. Постепенное (диффузионное) проникновение кремнещелочного вещества в сланцы превращает их в диориты. Ксенолиты в большинстве случаев отделены резкой границей от вмещающих гранитов, но иногда они превращаются в теневые сгустки, а от них в гранитах остаются только темные пятна, обогащенные цветными и рудными минералами. Ширина полосы гранитов, в которых еще остаются признаки контаминации (сланцеватые текстуры, неравномерное распределение цветных минералов, шлиры, ксенолиты) в зоне восточного контакта не превышает 300 м.

Параллельно северному контакту, в районе р. Кошкарбайки, так-

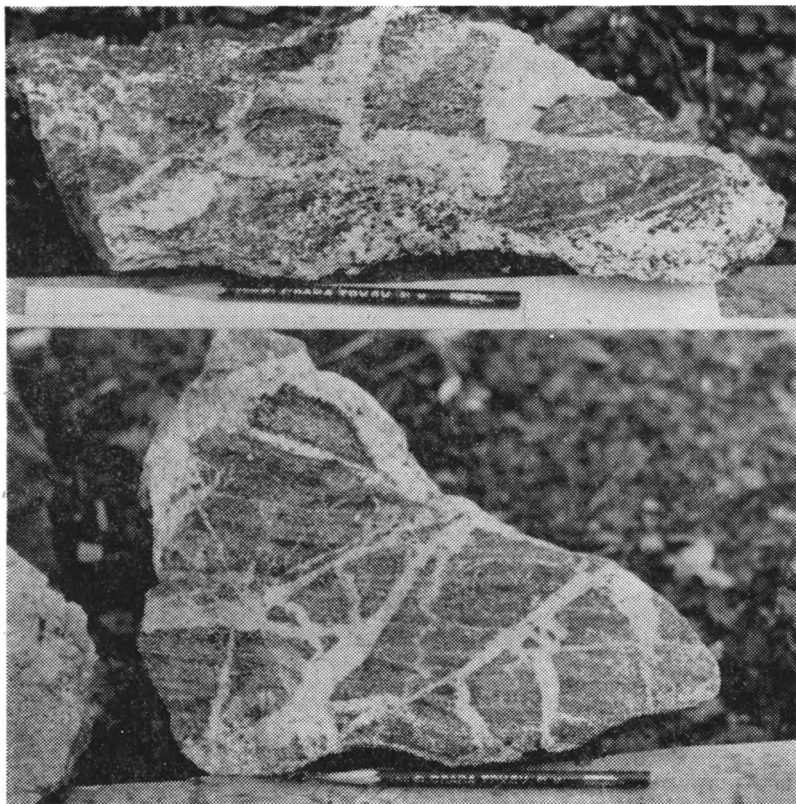


Рис. 12. Скарнированные, брекчированные и гранитизированные амфиболиты из кровли Баянского массива. Район месторождения Баян

же вскрывается зона развития контаминированных пород. В скальных выходах наиболее распространены меланократовые биотитовые граниты, менее развиты гранодиориты, монцограниты, диориты.

Внешне гранодиориты северной эндоконтактной зоны крупнозернистые порфировидные, содержание цветных минералов в них колеблется от 20% до долей процентов в лейкократовых разностях. Такие вариации в составе свойственны не только гранодиоритам, но и монцогранитам, связанным с гранодиоритами постепенными переходами. Они протягиваются непрерывно по р. Кошкарбайке параллельно контакту на расстоянии 0,5—0,7 км. Как в гранодиоритах, так и в монцогранитах встречаются незамещенные ксенолиты. Изучение гранодиоритов, монцогранодиоритов и меланократовых гранитов под микроскопом показало, что в них часто попадаются не только реликты сланцевых структур метаморфических пород, но и аномальные парагенезисы минералов, которые не свойственны магматическим породам.

Значительно реже здесь встречаются однородные диориты, разрозненные мелкие выходы которых контактируют с гнейсами.

В бассейне р. Кошкарбайки ширина эндоконтактной зоны колеблется от 50 до 800 м. Западнее диориты продолжают мелкими изоли-

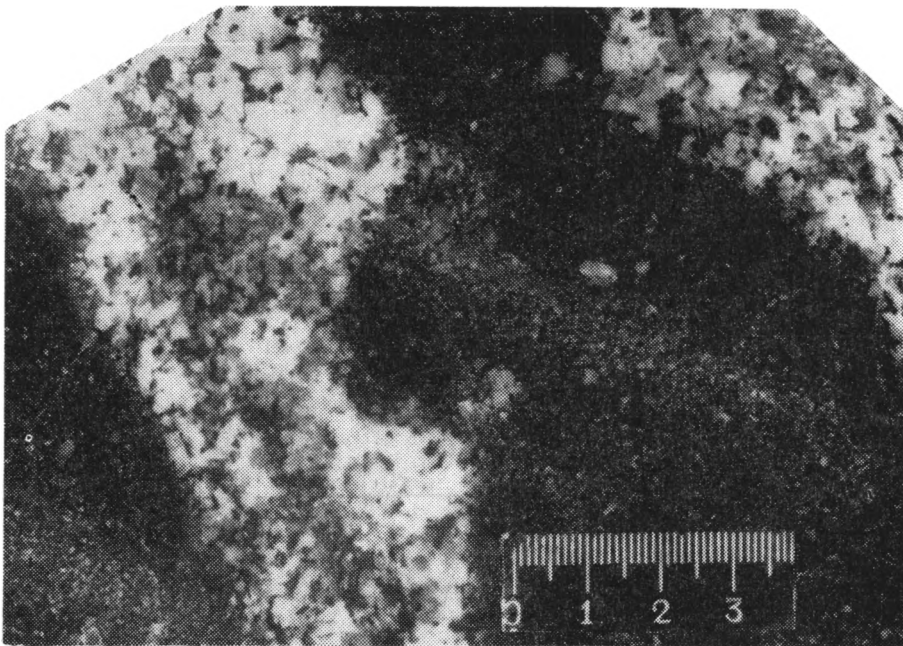


Рис. 13. Ороговикованные, частично диоритизированные ксенолиты амфиболита из кровли Алтыбайского массива по В. И. Старову. Район месторождения Васильковка

орованными телами на границе гранитов с амфиболитами. В одних участках — это меланократовые диориты с содержанием роговой обманки до 60%, плагиоклаза 30—35% и примесью микроклина меньше 5%, в других они переходят в монцодиориты (амфибола 40%, плагиоклаза 50—55%, калиевого полевого шпата 5—15%). В связи с большим содержанием хлорита (до 10%) окраска многих из этих пород имеет зеленоватый оттенок.

Изредка на контактах с амфиболитами встречаются редкие изолированные выходы габбро и горнблендитов. В последних обнаруживаются структуры, аналогичные структурам магматических пород, однако микропйкилитовые прорастания крупных выделений роговой обманки более мелкими указывают на ее метасоматический характер. Габбро в мелких выходах представляют собой среднезернистые породы черного цвета с крупными выделениями неправильных зерен белого полевого шпата величиной до 0,6 см. Возможно, горнблендиты и габбро являются ксенолитами раннепротерозойской коры.

Гранитоиды второй фазы, образовавшиеся при незначительном участии процессов контаминации, широко распространены на северо-западе Зерендинского массива, в районе, расположенном к западу от оз. Зеренда, где они занимают площадь около 1300 км². Преобладают биотитовые и меланократовые граниты, а также гранодиориты. Они на больших площадях отличаются выдержанным количественно-минеральным составом, но иногда наблюдаются постепенные переходы в меланократовые или лейкократовые граниты.

Особенностью всех пород является наличие в них крупных (до 5 см)

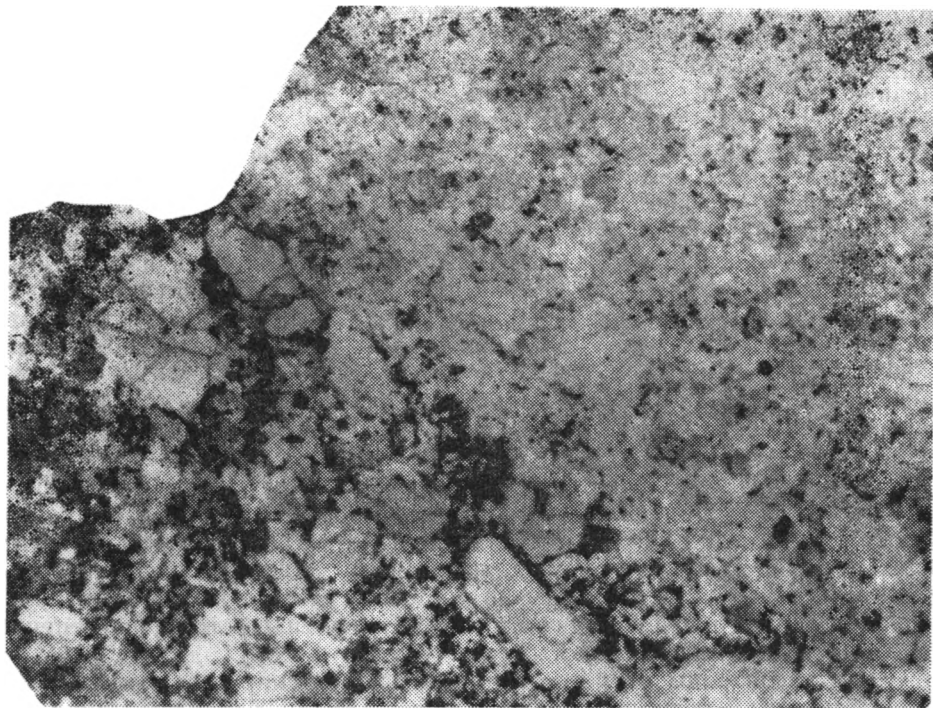


Рис. 14. Контакт порфировидных биотитовых гранитов третьей фазы с резкопорфировидными гранодиоритами второй фазы по В. И. Старову. Район оз. Зеренда. Нат. вел.

выделений розового калиевого полевого шпата в количестве до 10—30%¹ их объема. Кристаллы ориентированы в большинстве случаев широтно, так же, как и содержащиеся в этих гранитоидах ксенолиты. Вместе с ними они образуют хорошо выраженные планпараллельные текстуры.

В центральной части интрузии, к юго-западу от оз. Зеренда, имеются сильно катаклазированные среднезернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты. Они слагают неправильное в плане поле, слегка вытянутое на северо-восток, площадью около 43 км². Макроскопически это среднезернистые биотитовые граниты розового и серого цвета, содержащие большое количество (до 15%) мелких листочков хлорита, скоплений эпидота и сульфидов. Изредка биотитовые граниты постепенно переходят в красные лейкократовые.

В юго-западной части Зерендинского плутона встречаются небольшие тела, сложенные розовыми, чаще розовато-желтыми среднезернистыми и порфировидными биотитовыми и лейкократовыми гранитами третьей фазы. Они имеют рвущие контакты с вмещающими их крупнозернистыми порфировидными гранит-гранодиоритами (рис. 14). На контакте среднезернистые граниты иногда образуют каемки более мелкозернистых пород. В небольших телах обнаружены мелкие ксенолиты кварцитов, амфиболитов, мраморов и известково-силикатных роговиков. На контакте с роговиками граниты обогащены биотитом. Нередко они вблизи ксенолитов приобретают порфировидную структуру. Во многих местах среднезернистые граниты секутся дайками аплитовидных гра-

нитов и гранит-порфиров первого этапа. Многие факты указывают на то, что среднезернистые граниты образуют самостоятельные тела в порфировидных гранит-гранодиоритах и сформировались чуть позже последних, но раньше жильных пород первого этапа, что дает возможность выделять их в самостоятельную фазу.

Жильные породы первого этапа равномерно распределены по площади массива, в то время как дайки второго этапа тяготеют к областям эндоконтактов. Наиболее часто встречаются дайки жильных гранитов, реже наблюдаются аплиты. Среднезернистые жильные граниты переходят в мелкозернистые и внешне бывают трудноотличимы от вмещающих их лейкогранитов. Жильные граниты заполняют как крутые трещины отдельности, так и пологие. В них наблюдается матрацевидная отдельность, параллельная контактам и пологой отдельности вмещающих гранитов.

Простираение многих даек первого этапа на юге массива близко к широтным и меридиональным, в центре — к широтным и северо-восточным направлениям.

Широко развиты пластовые жилы гранитов. Изредка попадаются пегматиты, представленные тремя типами: обособлениями в мелкозернистых гранитах, жилами, линзовидными залежами, мощность которых редко превышает 10—20 см, а длина — 30 м. Залегающие в центральных частях кварцевые ядра обычно окружены пегматитовыми оторочками. По периферии ядер зернистость резко уменьшается и постепенно переходит в зону мелкозернистых гранитов.

Жильные породы второго этапа пространственно тяготеют к зонам эндоконтактов. Среди них распространены габбро-диабазы, жильные диориты, бостониты, спессартиты и вогезиты. Они встречаются в мощных (до 12—15 м) дайках, отличающихся большой длиной, иногда достигающей 5 км. Дайки не только секут граниты, но и выходят во вмещающие породы. Макроскопически эти жильные породы мало отличаются друг от друга; обычно обладают темно-серым или темно-зеленым цветом, плотной основной массой с вкрапленниками роговой обманки, биотита, плагиоклаза и скоплениями хлорита с кальцитом.

В подавляющем большинстве случаев дайки простираются в меридиональном или близком к нему направлении и отличаются вертикальными углами падения. Во многих местах дайки второго этапа секутся дайками жильных гранитов. В свою очередь, габбро-диабазы секутся кварцевыми жилами, которые в Зерендинском массиве развиты относительно слабо.

Количественно-минеральный состав главных разновидностей гранитоидов зерендинского комплекса в координатах А (калишпат) — Q (кварц) — P (плагиоклаз) соответствует полям гранодиоритов, нормальных гранитов и лейкогранитов, но наблюдаются отклонения в поле монцодиоритов (рис. 15). Зерендинские гранодиориты по сравнению с крыкудукскими существенно богаче калиевыми полевыми шпатами, но конечные, кислые дифференциаты обоих комплексов идентичны и лежат в центре гранитного поля 3б, где располагаются также фигуративные точки гранитоидов золотоношского и боровского комплексов. Именно этой минералогической общностью обладают и внешне сходные граниты некоторых других плутонов, имеющих разную формационную принадлежность, что следует иметь в виду при составлении геологических и металлогенических карт.

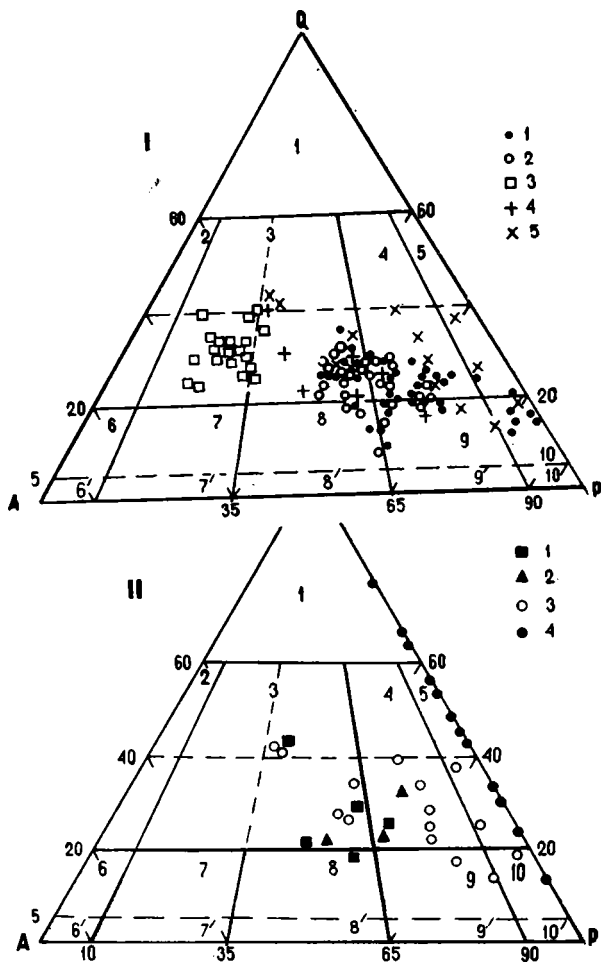


Рис. 15. Количественно-минеральный состав гранитоидов по В. И. Старову. I — тельбесский (1), мартайгинский (2) комплексы и субвулканические (3) гранитоиды Кузнецкого Алатау, 4 — зерендинский, 5 — крыккудукский комплексы Северного Казахстана (средние составы); II — зерендинский комплекс (1 — Зерендинский, 2 — Алтыбайский массивы); 3 — крыккудукский комплекс; 4 — составы офиолитов по Р. Г. Колману

Весь зерендинский комплекс характеризуется сравнительно небогатым видовым составом акцессорных минералов и может быть отнесен к магнетит-сфен-циркон-апатитовому типу (табл. 15). В самых поздних, кислых дифференциатах отмечается постоянное присутствие торита, ильменита и флюорита. Обогащенность пиритом и арсенопиритом присуща даже внешне свежим гранодиорит-гранитам зон редкометалльной минерализации.

В строении зерендинского комплекса, если иметь в виду валовый химический состав пород, можно встретить весь набор от габбро до аляскитов, но не каждая из этих пород отражает особенности формиро-

Таблица 15. Среднее содержание аксессуарных минералов

Главный элемент	Минерал	Ком							
		зерендинский					золотоношский		
		1	2	3	4	5	6	7	8
Zr	Циркон	+	32	+	422	33	45	56	9
Zr, TR	Бурый редкоземельный циркон	—	—	—	—	—	95	29	9
Nb	Колумбит	—	—	—	—	—	5	3	46
Sn	Касситерит	—	—	—	—	—	23	1	4
Fe	Магнетит	1977	7165	1707	6596	3720	417	1125	1698
	Мартит	—	—	—	—	—	126	—	—
	Лимонит по пириту	—	—	—	—	162	292	59	212
Ti	Ильменит	23	138	2	7	170	6	+	1
	Сфен	+	29	1514	5720	888	3	+	+
	Рутил	—	—	—	—	—	5	+	+
Pb	Анагаз	—	—	—	—	—	5	1	+
	Лейкоксен	—	—	—	—	—	17	+	+
Fe, S	Галенит	—	—	—	—	—	4	1	2
Fe, S	Пирит	6964	290	2280	+	+	186	53	100
As, S	Арсенопирит	362	50475	3424	—	—	14	—	+
P	Апатит	47	87	1087	300	1	79	39	16
F	Флюорит	—	—	—	—	—	577	120	395
B, Al	Турмалин	—	—	—	—	—	69	16	13
Al	Гранат	—	—	—	—	—	3	506	100
	Кол-во проб	4	3	3	4	2	106	8	14

Примечание. Использованы материалы Н. И. Красильниковой, Р. В. Путало байский; 4, 5 — Зерендинский; 6 — Золотоношский; 7 — Ольгинский; 8, 16 — Орлиногор 13 — Тюктинский; 14, 15 — Беркутинский; 17, 18 — Лосевский; 19 — Еленовский; 20 —

Таблица 16. Средний химический состав

№ п/п	Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	Монцодиорит	8	59,95	0,91	15,41	2,21	4,10	0,11
2	Гранодиорит	7	60,21	0,83	15,98	2,31	3,97	0,10
3	Гранодиорит, кварцевый диорит	3	62,68	0,90	15,11	1,81	2,95	0,08
4	Гранит	1	66,72	0,52	13,98	1,40	2,64	0,04
5	Гранодиорит	4	66,1	0,56	15,71	1,71	2,78	0,07
6	»	12	68,12	0,62	14,66	1,63	2,41	0,09
7	Гранит	1	68,26	0,41	14,05	3,29	0,99	0,07
8	Гранодиорит	1	68,42	0,4	14,05	1,36	2,68	0,08
9	Гранит	20	69,79	0,5	14,67	1,58	1,95	0,08
10	»	15	70,72	0,41	14,04	1,61	1,82	0,10
11	»	5	72,79	0,28	14,07	0,78	1,49	0,04
12	»	1	72,52	0,21	13,60	0,91	0,91	0,02
13	»	5	72,69	0,26	14,07	0,78	1,40	0,04
14	»	17	72,85	0,06	14,19	0,40	0,72	0,02
15	Лейкогранит	7	73,09	0,09	14,34	0,35	0,90	0,02
16	»	5	73,29	0,06	14,03	0,38	1,02	0,04
17	Гранит	4	75,74	1,33	13,47	0,59	0,61	0,01

Примечание. Анализы взяты из работ В. М. Шульги (1, 5, 6, 10, 13); Ф. А. (14, 15, 16); В. И. Старова (17).

гранитоидных комплексов Кокчетавской глыбы, г/т

плекс

балкашинский					беркутинский		орыногорский			шоккарагайский		
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
37	42	64	4	16	159	21	5	+	+	61	166	624
74	117	284	27	19	—	60	403	3526	17	492	—	—
2	+	—	48	—	—	—	174	148	—	5	+	—
1	+	8	+	—	—	—	59	—	—	+	—	+
578	671	4310	15	870	18201	4477	5080	2476	2417	426	5673	2947
210	—	—	—	1753	—	1363	—	878	1239	—	—	—
92	290	101	16	—	6	31	70	—	—	869	1902	124
27	68	2028	+	2466	36	25	1	204	1497	+	192	45
+	+	260	+	+	3878	355	+	+	+	+	+	1
1	+	274	—	+	—	—	+	—	—	—	+	3
+	+	—	—	+	—	—	4	+	—	—	1	2
4	1	40	+	+	—	—	+	—	—	5	9	10
+	+	—	+	+	—	—	+	+	—	18	+	210
1	3	1	21	+	—	—	6	+	+	789	3	7
+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	+	1	+
89	50	28	21	+	311	134	40	+	3	6	5	72
362	676	36	63	1	—	12	10	12	5	567	1883	6
157	+	117	+	—	—	—	+	—	—	+	55	7
2	23	1	+	—	—	—	3	4	583	1	2	—
18	12	8	4	4	4	5	5	5	2	35	8	8

вой, В. И. Серых, В. М. Шульги под редакцией В. И. Старова. Массивы: 1—3 — Алтыский; 9 — Айртауский; 10 — Имантауский; 11 — Серафимовский; 12 — Лавровский; Шоккарагайский; 21 — Лесной.

пород зерендинского комплекса, %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	CO ₂	P ₂ O ₅	F	H ₂ O+	П. п. п.	Σ
3,25	5,52	3,56	3,15	—	—	—	—	—	—	98,17
2,62	5,52	3,78	3,40	—	—	0,19	—	—	0,73	99,64
2,56	4,07	3,63	4,23	0,01	—	0,22	—	—	1,15	99,40
1,27	2,66	3,0	4,5	Сл.	0,08	0,32	0,20	0,32	1,38	99,03
1,02	3,86	4,10	3,65	—	—	—	—	—	—	99,55
0,48	2,56	3,82	4,24	—	—	—	—	—	—	98,63
0,89	2,74	3,5	3,4	Сл.	0,16	0,4	0,08	0,33	1,70	100,27
0,84	1,64	4,7	3,9	Сл.	0,16	0,14	0,05	0,39	1,73	100,55
0,52	1,84	4,08	4,60	0,01	—	0,15	—	—	0,23	100
0,44	1,53	3,86	4,73	—	—	—	—	—	—	99,26
0,20	1,18	3,98	5,12	0,05	—	0,17	—	—	0,37	100,52
5,73	0,73	4,6	3,1	0,03	0,08	0,07	0,06	0,2)	0,86	98,63
0,21	0,87	4,00	5,10	—	—	—	—	—	—	99,42
0,21	1,33	3,35	5,79	0,2	0,27	0,03	0,03	0,10	0,57	100,12
0,18	1,52	4,14	4,31	0,1	0,21	0,02	0,03	0,1	0,46	99,86
0,19	1,15	4,11	4,67	0,1	0,2	0,02	0,02	0,1	0,48	99,86
0,1	1,00	4,13	4,18	0,01	—	0,02	—	0,49	—	101,68

Летникова (2, 3, 9, 11); В. Е. Гончаренко (4, 7, 8, 12); В. С. Кудрина, М. А. Кудриной

вания комплекса (табл. 16). Усложняется это еще и тем, что геологически устанавливаются постепенные переходы между диоритами, гранодиоритами и гранитами, а также всевозможные фации гибридизма и контаминации. Уверенно, по геологическим взаимоотношениям, можно выделять четыре фазы: диоритовую, гранодиоритовую, гранитовую и дополнительных интрузий. Группировка и выборка петрохимических анализов пород указывает на существование трех крупных ассоциаций — фаз гранитоидов — и одной дайковой группы (рис. 16). Они имеют дискретную обособленность, но при этом образуют единую закономерную серию дифференциатов, эволюция которых идет от диоритов

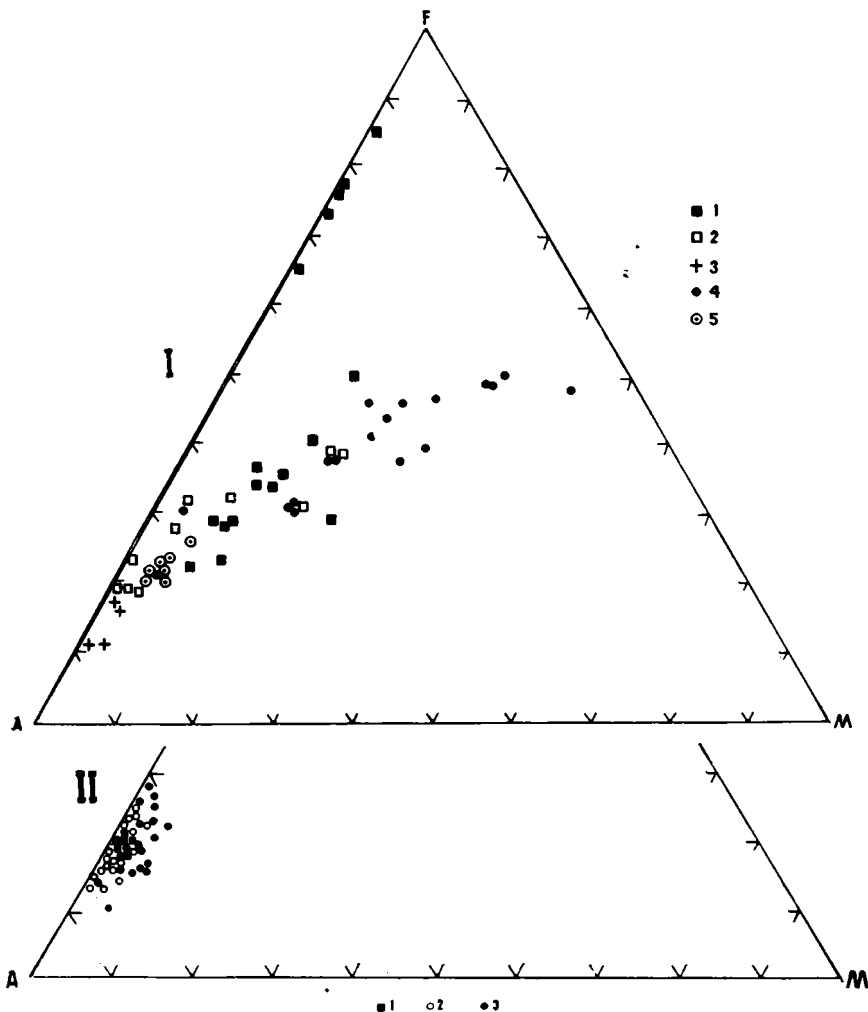


Рис. 16. Петрохимические тренды гранитоидов в координатах А (K_2O+Na_2O)—F ($Fe_2O+Fe_2O_3$)—М (MgO) по В. И. Старову. I — зерендинский (1, 2, 3), степнякский (4), боровской (5) комплексы; II — золотоншский (1, 3), балкашинский (2) комплексы

к разнообразным гранодиоритам, плагиоклазовым гранитам и доходит до настоящих лейкогранитов, весьма сходных с девонскими лейкогранитами. Такая же закономерная линия эволюции наблюдается в координатах С (CaO) — N (Na₂O) — К (K₂O): здесь нет значительных аномальных отклонений, обусловленных позднщелочным метасоматозом (рис. 17).

Сравнение точек частных анализов рудоносного Алтыбайского массива показывает, что его породы во многих случаях значительно отклоняются от дифференциационных кривых магматических комплексов (см. рис. 17, I, 1). В координатах А — F — М обособляется группа ано-

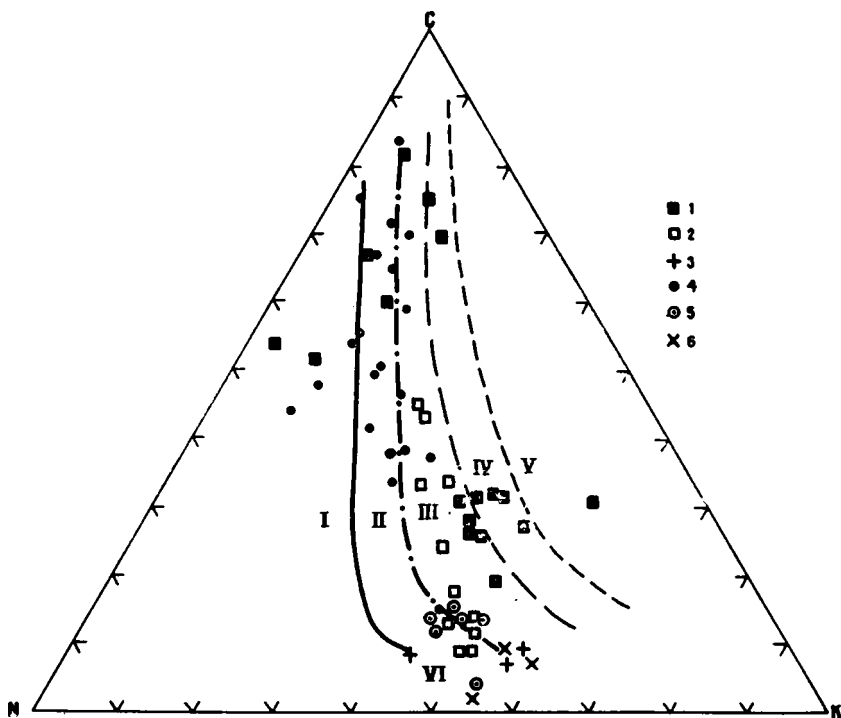


Рис. 17. Петрохимические тренды в координатах С (CaO) — N (Na₂O) — К (K₂O) по В. И. Старову.

Комплексы: 1, 2, 3 — зерендинский; 4 — степнякский; 5 — боровской; 6 — еленовский

мальных габбро, а по С — N — К выделяются как высоконатриевые, так и высококалиевые разновидности гранитоидов, происхождение которых нельзя объяснить обычной магматической дифференциацией вещества. Аномальную железистость имеют гибридные породы, а неравномерную и контрастную щелочность — породы, претерпевшие ранне- и позднщелочной метасоматоз. Важно подчеркнуть, что рудоносные серые и розовые порфиридные гранодиориты имеют однотипную щелочность. При диоритизации — гранитизации пород зерендинской серии были привнесены SiO₂, Na₂O, K₂O и вынесены FeO, MgO, CaO. Такой баланс привноса — выноса свойствен типичным одноактным процессам

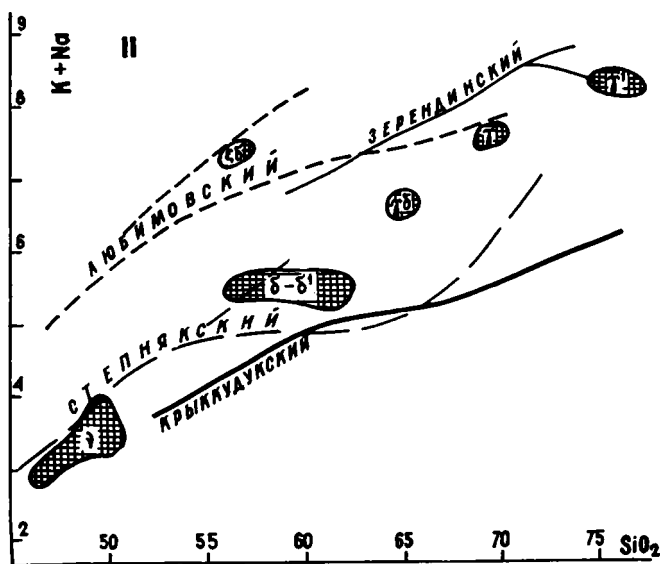
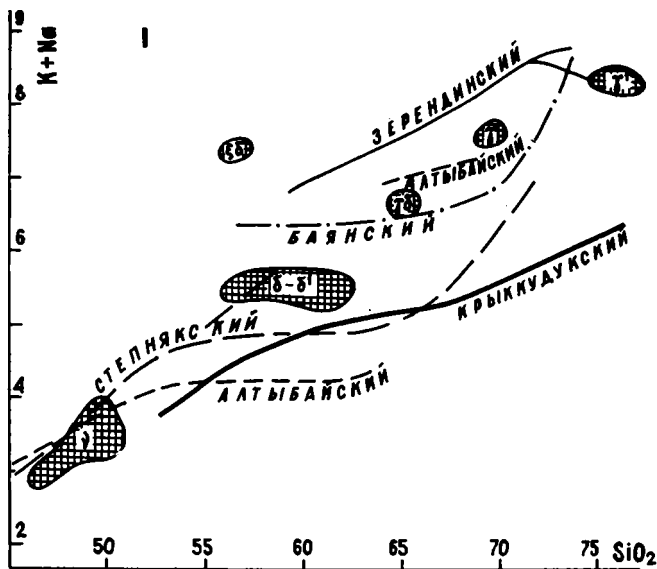


Рис. 18. Уровни щелочности — кислотности в различных типах гранитоидов по В. И. Старову.

1 — линии распределения средних значений окислов кремния и щелочей в породах зерендинского комплекса (Алтыбайский, Баянский, Зерендинский массивы) Кокчетавского антиклинория, крыкудукского (Крыкудукский массив) и степняжского (Бестобинский, Джеламбетский, Лидовский, Степняжский массивы) комплексов Степняжского синклинория и любимовского комплекса (Луганский, Любимовский, Ялтинский массивы) зоны проявления девонского вулканизма; 2 — поля типовых составов пород по Р. Дели: габбро (ν), диориты (δ), кварцевые диориты (δ'), гранодиориты ($\gamma\delta$), трондьемиты (γ), граниты и аляскиты (γ')

гранитизации — диоритизации, широко развитым в экзоконтактах массивов зерендинского комплекса.

По химическому составу породы зерендинского комплекса относятся к средним типам гранитоидов. Однако для них характерно повышенное содержание щелочей, обусловленное широким развитием калиево-натриевого метасоматоза магматической стадии (рис. 18). По сравнению с гранитоидами крыккудукского комплекса в них почти вдвое больше калия. Породы комплекса несколько пересыщены кремнеземом. Большое разнообразие химического состава пород присуще рудоносным массивам, которые претерпели кислотный и щелочной метасоматоз магматического этапа (см. рис. 18, I). По петрохимическим свойствам гранитоиды тяготеют все же к вариационной линии «гранит — гранодиорит — диорит». Такая генетическая серия, учитывая гетерогенность ранних фаз, характерна для многих зон древних устойчивых поднятий — микроконтинентов Казахстана.

БАКСИНСКИЙ ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТ- ГРАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

В 1960 г. Д. Н. Архангельский при составлении геологической карты предложил назвать диорит-гранодиориты Баксинского массива в качестве самостоятельного комплекса. Несколько позже В. И. Бергер и Е. И. Мазина выделили их под названием «баксинский» и отнесли сюда еще Октябрьский, Конырсуйский, Каракольский массивы. Сейчас в составе баксинского комплекса рассматриваются Баксинский, Какский, Октябрьский, Чернобаевский и Эльтынский крупные плутоны, которые размещаются в пределах Марьевского синклиория и прослеживаются вдоль глубинных разломов. Эти массивы находятся в интрузивном залегании относительно метаморфизованных отложений рифея, спилит-диабазовой формации кембрия — ордовика и андезито-базальтов каргалинской свиты верхнего ордовика.

Радиохронологические цифры возраста, полученные калий-аргоновым методом по слюдам диорит-гранодиоритов, варьируют от 407 до 462 млн. лет, но более половины определений по биотитам хорошей сохранности соответствуют позднеордовикскому возрастному уровню.

Гранитоиды баксинского комплекса комагматичны вулканогенным образованиям каргалинской (майлисурской) свиты верхнего ордовика, имеют набор радиологических датировок, характерных для позднеордовикских интрузий каледонских структур [6, 61, 119, 120] и являются возрастным аналогом зерендинского и крыккудукского комплексов.

Массивы имеют мощные (до 3 км) ореолы ороговикования и образуют массу инъекций кварцевых диоритов и даек во вмещающие породы. Состав роговиков меняется от кварц-плаггиоклаз-роговообманковых до плаггиоклаз-пироксеновых. Во внутренних частях плутонов содержится большое количество округлых и угловатых ксенолитов вмещающих пород меланократового облика. Массивы многофазны и полифациальны (рис. 19).

Развиты преимущественно породы первой фазы, представленные порфиroidными гранодиоритами, которые в зонах эндоконтактов постепенно сменяются фациями монцодиоритов, диоритов. Вторую фазу слагают неравномернозернистые биотитовые граниты, распространен-

ные меньше. К третьей фазе можно отнести мелкие тела лейкократовых мелкозернистых гранитов, развитых обычно внутри крупных массивов.

Для всех плутонов, особенно для Баксинского, характерна разнообразная по составу жильная фаза магматизма: аплиты, пегматиты, кварцевые жилы, гранодиорит- и сиенит-порфиры, диоритовые и диабазовые порфиры.

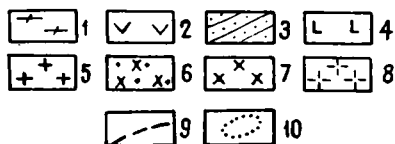
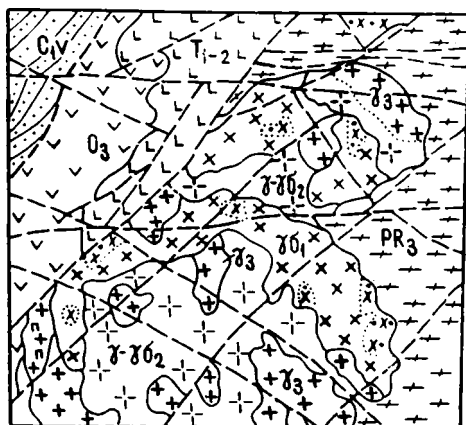


Рис. 19. Схема геологического строения северной части Баксинского массива по В. А. Сахарову, В. И. Старову.

1 — кварциты, сланцы, филлиты шарыкской свиты; 2 — андезито-базальты, туфы, конгломераты каргалинской свиты; 3 — песчаники, алевролиты; 4 — алевролиты, песчаники, конгломераты, базальты, пикриты туринской серии; 5 — граниты дополнительных интрузий; 6 — фации монодиоритов; 7 — гранодиориты; 8 — биотитовые граниты; 9 — разрывные нарушения; 10 — контуры фаций гибридных пород

Породы главной фазы имеют весьма необычный состав акцессорных минералов (табл. 17). Особенность заключается в наличии относительно большого содержания апатита и пирита, характерного для золотоносных интрузий.

Таблица 17. Среднее содержание акцессорных минералов баксинского, зерендинского и крыккудукского комплексов, г/т

Минерал	1	2	3	4	5	6
Циркон	20	422	33	3	38	57
Магнетит	3364	6596	3720	510	10765	16360
Лимонит по пириту	812	—	162	—	—	30
Ильменит	21	7	170	27	2	+
Сфен	689	5720	888	54	123	2533
Пирит	329	+	+	1	2	15
Апатит	498	300	1	48	254	391
Кол-во проб	16	4	2	1	6	2

Примечание. Таблица составлена по материалам М. А. Абдулкабировой, А. И. Ивлева, Н. И. Красильниковой, Р. В. Путаловой под редакцией В. И. Старова. Массивы: 1 — Баксинский; 2, 3 — Зерендинский; 4, 5, 6 — Крыккудукский.

Все породы баксинского комплекса по химическому составу образуют монцонит-диорит-гранодиорит-гранитовую серию (табл. 18). Она имеет натриевый тип щелочности в породах раннего этапа и существенно калиевый в завершающей, гранитной фазе формирования. По кремнещелочному тренду эволюции баксинский комплекс не повторяет ни один из вышеуказанных комплексов (рис. 20). Наблюдается только частичное сходство с зерендинским комплексом по поведению натрия. Диорит-гранодиориты, представляющие главный объем (70%) комплекса, по содержанию калия и общей щелочности занимают промежуточное положение между формационными гомологами зерендинской и крыккудукской серий.

Таблица 18. Химический состав гранитоидов баксинского комплекса, %

Порода	Коль-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Монцонидиорит	2	56,10	0,54	15,08	2,22	3,20	0,16	4,54	5,04	3,44	3,16	0,18
Кварцевый диорит	23	60,18	0,68	15,96	2,50	3,44	0,14	3,37	4,73	3,28	2,66	0,17
Гранодиорит	20	66,19	0,51	15,39	1,71	2,63	0,08	2,01	3,62	3,03	3,34	0,14
Гранит	21	69,69	0,33	15,02	1,68	1,51	0,06	1,28	2,76	2,98	3,54	0,08
Лейкогранит	8	76,34	0,20	13,18	0,95	0,46	0,03	0,36	1,17	2,68	4,47	0,08

Примечание. При расчете средних данных использованы анализы Г. М. Борисова, Р. И. Голоудина, Е. К. Гуликова, Н. Л. Колпинской, В. Д. Малова, Э. К. Рыбаловой, М. Г. Харламова, А. Г. Шендеровой, П. Д. Яковлева.

Выявленные особенности наглядно подтверждают взаимосвязь петрогенетических свойств диорит-гранодиорит-гранитовых серий с латеральным развитием геологических структур в ордовикскую эпоху.

С массивами баксинского комплекса пространственно и генетически связаны экзоконтактные зоны скарнирования, а в эндоконтактах развиты слабая пропилитизация и окварцевание; металлогеническая специализация определяется как железо-медно-молибден-золотая.

КРЫККУДУКСКИЙ ГАББРО-ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Первые понятия о крыккудукском комплексе были введены в литературу Ю. А. Билибиным в начале 40-х годов. В последующем каждый исследователь, имевший отношение к магматизму Северного Казахстана (М. А. Абдулкабирова, А. И. Ивлев, В. С. Коптев-Дворников, Р. А. Копяткевич, В. И. Старов, В. И. Серых, Э. М. Спиридонов, Н. Я. Фогельман, В. М. Шульга, Н. Я. Яценко и др.), изучал и детализировал особенности строения плутонов, их возрастное положение, петрологические, геохимические и металлогенические свойства. В итоге все же имеются разногласия о возрастном положении комплекса, о принадлежности к нему некоторых массивов габбро — плагиогранитов —

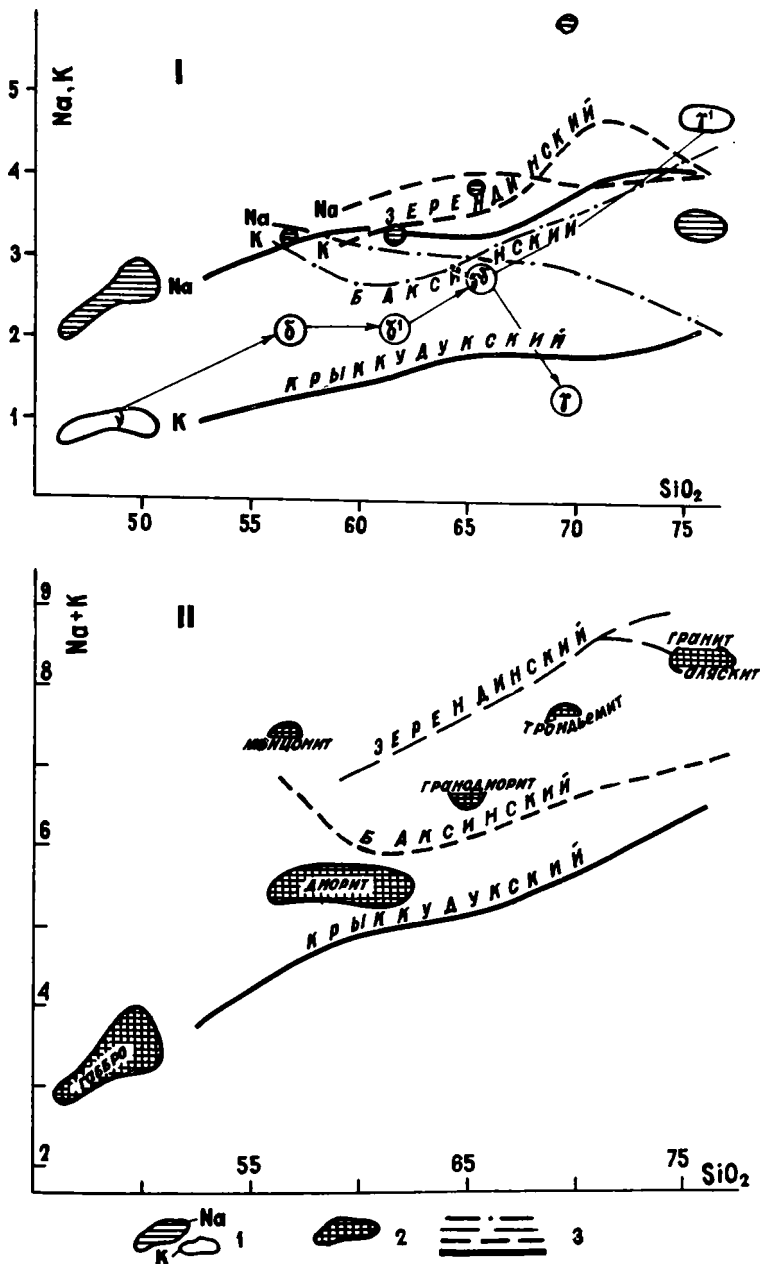


Рис. 20. Уровни щелочности — кислотности гранитоидных комплексов разных зон по В. И. Старову.

I — распределение щелочей в зерендинском (Кокчетавский антиклинорий), баксинском (Марьевский синклиорий) и крыккудукском (Степнякский синклиорий) комплексах; II — средние значения щелочности магматических комплексов; 1, 2 — поля типовых составов пород по Р. Дели; 3 — линии распределения среднего содержания щелочей в типовых массивах

лейкогранитов и разные суждения по вопросам генезиса и металлогенической специализации комплекса.

Геологический возраст крыккудукского комплекса позднеордовикский. Плутоны находятся в интрузивном залегании относительно вулканогенно-терригенных и комагматичных вулканогенных образований сагской и майлисорской свит лландейло — карадока. Сами же они прорваны более молодыми интрузиями боровского и аралаульского комплексов силуро-девонского возраста. Радиохронологическое изучение разнообразных пород многих массивов [7, 8, 47] дало цифры, варьирующие от 235 до 516 млн. лет. Абсолютный возраст, полученный по пробам слюд одинаковой сохранности, в большинстве случаев (65%) попадает в интервал 450 ± 30 млн. лет, что, видимо, соответствует истинному радиологическому возрасту пород.

Геофизическое изучение, проведенное В. А. Боронаевым, показывает, что плутоны, приуроченные к внутренним частям Степнякского синклиория (Крыккудукский массив), имеют очень извилистые и пологие поверхности контактов с преобладающим падением под поверхность массивов, а наибольшая крутизна ($80-90^\circ$) контактов отмечается вблизи разломов. Мощность уплощенных, плитообразных тел колеблется от 0,5 до 8 км, а форма изредка соответствует гарполитам. Массивы, тяготеющие к антиклинорным структурам, бортам устойчивых поднятий (Аркалыкский, Селетинский массивы) имеют более крутые поверхности контактов, прослеживаемые до 5—10 км. Форма массивов приближается к батолитам, имеющим асимметричное строение. Среди самостоятельных обособленных массивов наиболее крупным является Буландино-Аккольский (1300 км^2), а самым маленьким — Селетинский (190 км^2).

Все главные массивы комплекса сходны по наличию во внутреннем строении генетической серии пород от габбро-диоритов до лейкогранитов, однако отличаются по объемному соотношению, фазовому и фациальному состоянию пород. Гранит-адамеллит-лейкогранодиоритовая ассоциация больше характерна для Буландино-Аккольского, Селетинского и Шатского массивов, а гранодиорит-тоналитовая — для Аккудукского, Ащикольского и Крыккудукского массивов.

В Аркалыкском массиве развиты гипабиссальные фации гибридных диорит-гранодиоритов, содержащих ксенолиты роговиков, и перекристаллизованных амфиболитов.

В разных массивах гранитоидов широко распространены крупные останцы — реликты гнейсов, амфиболитов, докембрия и мелкие тела древних габброидов. Часто отмечаются директивные текстуры гранитоидов с крутым ($70-80^\circ$) и вертикальным падением, нередко встречаются полосчатые текстуры, обусловленные неравномерным распределением пироксена, амфибола, полевых шпатов и кварца. Встречаются весьма многочисленные мелкие провесы кровли, сложенные метасоматизированными ороговикоподобными вулканогенными породами. Эти текстуры гранитоидных тел рассматриваются в качестве теневых, унаследованных от гранитизированных вулканогенно-осадочных и магматических пород докембрия (рис. 21, 22). Массивы крыккудукского комплекса обрамлены зонами контактового метаморфизма, пироксен-амфибол-магнетитовыми, амфибол-биотит-кварцевыми роговиками, разбитыми на десятки и сотни метров.

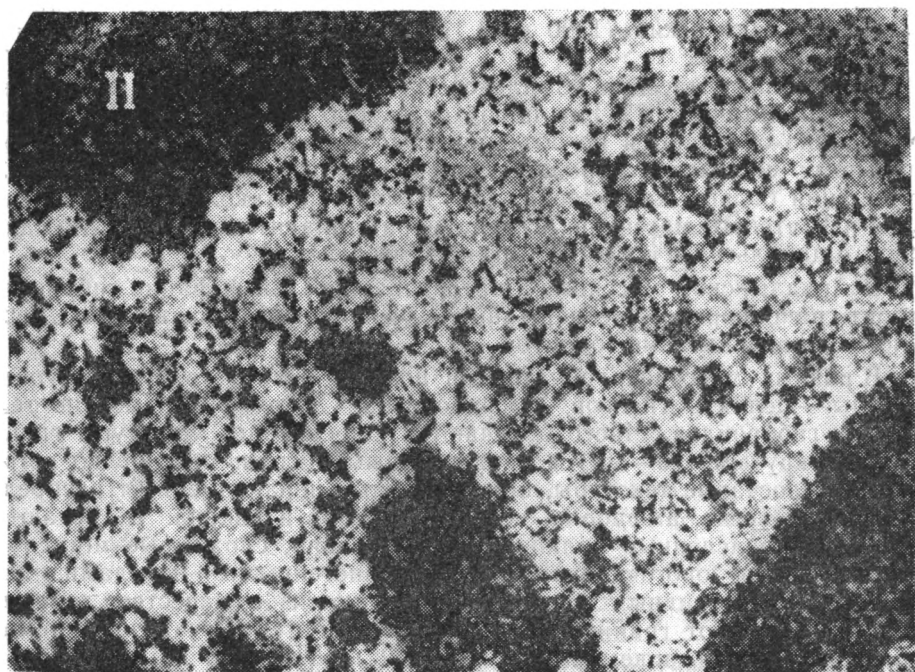
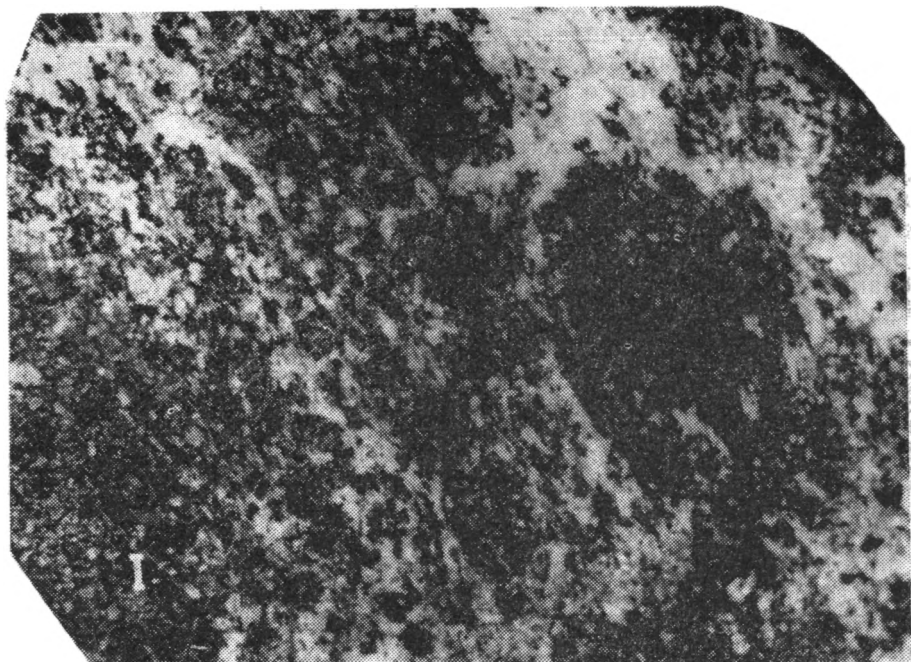


Рис. 21. Гранитизированные, ороговикованные амфиболиты по В. И. Старову.
I — темные сгустки, состоящие из биотита—амфибола—диопсида, пропитаны лей-
котоналитовым веществом (северная часть Крыккудукского массива); II — амфиболиты в разной степени замещены гранодиоритом (западная часть Атансорского массива)

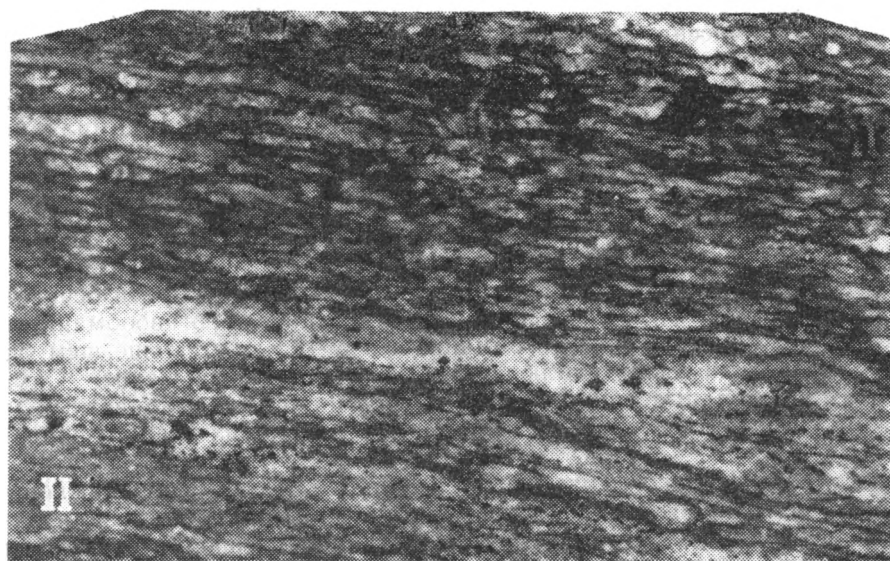
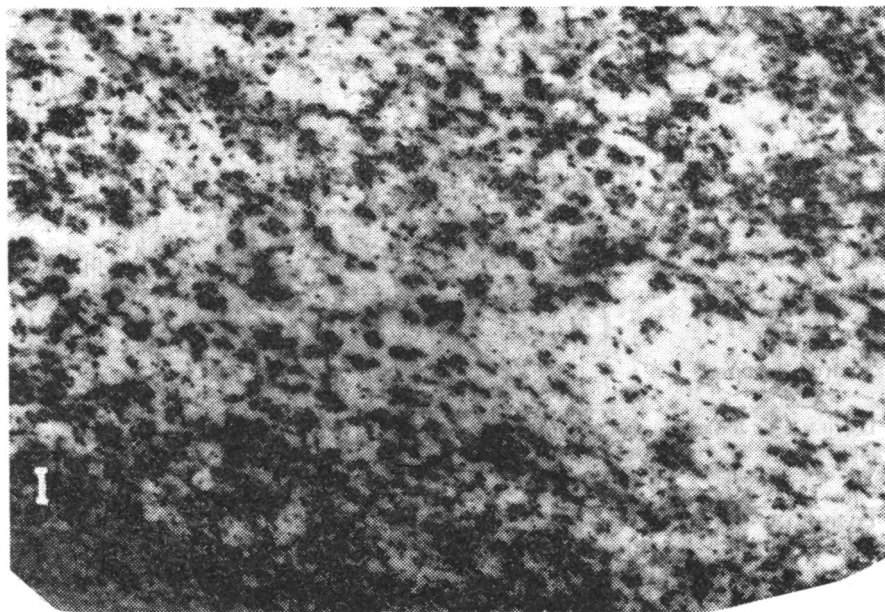


Рис. 22. Гранитизированные роговики из Крыккудукского массива по В. И. Старову. I — плагиоклаз-амфибол-пироксеновые темные сгустки пропитаны лейкогранодиоритовым веществом (северная часть массива); II — темные полосы кварц-плагиоклаз-амфиболового состава с примесью рудных минералов инъецированы кварц-плагиоклазовым веществом (южная часть массива). Нат. вел.

Таблица 19. Среднее содержание акцессорных минералов,

Глав- ный эле- мент	Минерал	Ком										
		степнякский										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Zr	Циркон	10	5	+	3	480	33	45	+	+	+	59
Fe	Магнетит	1549	2549	456	15	21265	10201	8705	10	+	6247	4050
	Лимонит по пириту	—	27	—	62	—	—	—	1	—	—	—
Ti	Ильменит	—	54	+	—	—	+	—	1	—	+	+
	Сфен	8	+	+	6	22	1103	795	—	—	+	+
Cu	Халькопирит	—	—	—	—	—	51	75	—	—	+	+
Fe, S	Пирит	86	226	12174	6	27675	2765	855	20402	23196	15237	31383
As, S	Арсенопирит	+	9	+	+	+	+	+	10015	41456	+	+
P	Апатит	242	93	36	117	315	67	60	323	2	12	144
	Кол-во проб	3	4	1	1	2	3	1	6	11	3	4

Примечание. Использованы материалы А. И. Ивлева, Р. В. Путаловой, В. И. Степнякский; 5—7 — Райгородский; 8, 9 — Бестобинский; 10 — Жолымбетский; 11 — линский; 20 — Северо-Мамайский; 21 — Южно-Мамайский; 22 — Жаманкойтасский; 23

В целом в массивах крыккудукского комплекса самую раннюю фазу представляют диориты, габбро-диориты, реже кварцевые монцониты и монцодиориты, вторую — гранодиориты, тоналиты, третью — плагиоклазовые граниты, адамеллиты, четвертую — мелкозернистые порфиroidные лейкограниты, пятую — дайки разнообразного состава. Не в каждом массиве проявлено одинаковое количество фаз, но любой хорошо обнаженный массив многофазен. Кроме того, все они полифациальны за счет большого разнообразия текстур, структур пород, отражающих ориентировку, форму контактов и гибридность с ассимиляцией, которые проходили в условиях разных глубин и режимов щелочности.

Наблюдается общая тенденция гомодромной последовательной смены во времени пород от основных к кислым. На долю габбро приходится не более 5%, главный же объем составляют диорит-гранодиориты, занимающие не менее 70%, а самые кислые дифференциаты, разнообразные граниты слагают до 20—30% объема массивов. Среди основных по составу пород комплекса встречаются пироксен-роговообманковые разновидности. В диоритах роговой обманки в 1,5—2 раза больше, чем биотита, а в гранодиоритах наблюдается обратное соотношение. Самые кислые гранитоидные дифференциаты формации из темноцветных минералов содержат только биотит, преобладают в них кварц и полевые шпаты.

Состав плагиоклаза меняется от андезина (№ 36—46) в породах первой фазы до олигоклаз-андезина (№ 25—38) в гранодиоритах — тоналитах — гранитах второй и третьей фаз. В лейкогранитах дополнительных интрузий четвертой фазы преобладает олигоклаз. Во всех породах присутствует зональный плагиоклаз, имеющий прозрачные альбит-олигоклазовые каемки, которые в тоналитах — гранодиоритах обогащены мирмекитом.

Зональный плагиоклаз находится в парагенезисе с триклинным ортоклазом и нерешетчатый микроклином с низким содержанием аль-

плекс

крыккудукский													
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
3	38	57	12	63	4	4	54	36	13	68	48	13	15
510	10765	16360	2946	22613	480	1812	6231	75	2184	17126	770	1322	3194
—	—	30	—	—	+	169	—	—	100	5	1	1	+
27	2	+	+	4	+	+	76	30	4	1	243	61	+
54	123	2533	3	3672	1	—	+	+	96	1687	10	61	57
—	—	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—
+	2	15	6	5	7	7	15	24	10	—	—	29	3
—	2	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—
48	254	391	33	326	3	3	537	36	7	269	1	25	52
1	6	2	1	3	2	2	2	1	2	4	2	4	2

Серых, В. И. Старова, В. М. Шульги под редакцией В. И. Старова. Массивы: 1—4 — Аксуйский; 12—14, 24 — Крыккудукский; 15—18 — Ащикольский; 19, 25 — Домбра — Буландино-Аккольский.

битового компонента. Присутствующий пироксен никогда не имеет равновесных взаимоотношений с калиевыми полевыми шпатами. Такие парагенетические особенности характерны для главных пород крыккудукского комплекса. Эволюция количественного минерального состава отражена на рис. 16, где виден один тип последовательной смены кварц-полевошпатовых соотношений в породных сериях любого массива, независимо от места его локализации. Однако существенные различия обнаруживаются в гранит-гранодиоритовой ассоциации, которая имеет плагиоклазовую специфику у массивов центральной части Степнякской зоны и калишпатовую — у массивов Ешкиольмесской зоны. Это своеобразие подтверждает и отражает подмеченные нами геологические особенности массивов.

Более разнообразен видовой состав аксессуарных минералов (табл. 19). Кроме присущих этой формации магнетита, сфена, апатита могут встречаться циркон, ильменит, ортит, реже турмалин, ксенотим, молибденит. Гранитоиды Крыккудукского и Жаманкойтасского массивов в отличие от гранитоидов «атансорского» типа характеризуются постоянным повышенным содержанием сфена. В целом же крыккудукский комплекс имеет магнетит-сфен-апатитовую ассоциацию аксессуарных минералов с постоянным присутствием ильменита и циркона.

Любой массив, судя по химическим анализам (табл. 20), сложен весьма разнообразными породами, которые по параметрам кислотности — основности близки к габбро-гранитным сериям (рис. 23, I, 24). Породы массивов (Буландино-Аккольский), примакающих к древним микроконтинентам или к антиклинорным поднятиям (Аркалыкский, Жаманкойтасский, Селетинский массивы), богаче щелочами, особенно калием. «Атансорский» тип пород в отличие от крыккудукского более натриевый (см. рис. 23, II). Петрохимические серии каждого массива наибольшее сходство имеют с типовыми составами пород Заварицкого —

Т а б л и ц а 20. Средний химический состав пород крыккудукского комплекса, %

Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ
<i>Крыккудукский массив</i>																
Габбро-диорит	4	53,1	0,64	16,62	3,43	5,07	0,14	4,43	8,64	2,83	1,00	0,19	2,98	0,70	—	99,77
Диорит кварцевый	18	59,26	0,58	16,84	2,16	4,65	0,11	3,66	6,45	3,41	1,47	0,12	1,00	0,07	—	99,78
Гранодиорит	17	65,41	0,46	16,01	1,79	2,92	0,07	2,12	4,86	3,45	1,81	0,12	0,61	0,15	—	99,78
Гранит	12	70,56	0,29	14,68	1,07	1,97	0,06	1,17	3,55	3,92	1,85	0,07	0,39	0,11	—	99,69
Лейкогранит	5	75,19	0,18	13,70	0,49	0,74	0,02	0,50	2,23	4,23	2,12	0,07	0,27	0,08	—	99,82
<i>Аркалыкский массив</i>																
Диорит кварцевый (гибридный)	2	58,86	0,94	16,64	3,20	5,15	0,14	3,17	6,97	3,54	1,27	—	—	—	—	99,88
Кварцевый диорит	9	60,66	0,75	16,85	2,54	4,28	0,11	2,93	5,82	3,49	2,19	—	—	0,18	—	99,80
Гранодиорит	4	64,36	0,60	15,79	2,38	2,69	0,08	2,19	3,75	3,73	3,07	0,75	—	0,12	0,23	99,74
»	7	66,42	0,46	15,14	2,36	2,76	0,07	1,87	3,48	3,68	3,51	—	—	0,10	—	99,85
Гранит	3	71,71	0,31	14,20	1,94	2,02	0,07	0,81	2,05	4,20	3,62	—	—	0,07	—	101,00
<i>Жаманкойтасский массив</i>																
Габбро	3	48,51	1,67	19,41	2,80	5,67	0,16	5,63	10,58	3,11	0,86	—	—	0,06	1,82	100,28
Диорит	2	54,69	0,83	17,17	2,05	4,07	0,11	3,94	6,82	3,78	1,42	—	—	—	4,92	99,80
Кварцевый диорит	4	61,16	0,68	15,30	2,25	3,55	0,08	2,46	3,57	3,70	2,96	—	—	—	—	95,71

Диорит пропильтитированный	4	62,59	0,92	15,94	2,72	2,87	0,07	2,26	3,09	5,05	2,86	—	—	0,16	1,20	99,73
Кварцевый сиенит	3	65,59	0,75	16,12	2,86	1,46	0,06	1,55	2,05	5,53	2,97	—	—	—	—	98,94
Гранодиорит	1	66,36	0,42	15,36	1,52	2,83	0,09	1,74	2,96	4,05	3,26	—	—	—	—	98,59
•	2	66,93	0,91	14,38	1,77	1,96	0,12	1,88	2,12	4,16	3,60	—	—	0,37	1,40	99,60
Гранит	3	71,60	0,31	14,03	1,26	1,65	0,08	0,33	0,93	4,82	4,16	—	—	—	—	99,17
	4	72,13	0,32	14,22	0,72	1,38	0,06	0,90	1,50	4,51	3,53	—	—	0,11	0,70	100,08
Биотитовый гранит	3	75,86	0,16	13,11	0,41	0,38	0,03	0,22	0,77	4,12	4,53	0,15	0,03	—	0,24	100,01
Мелкозернистый лейкогранит	2	76,94	0,13	12,10	0,47	0,33	—	0,24	0,99	3,54	4,93	0,18	0,13	—	—	99,98

Селетинский массив

Габбро	1	49,52	0,95	15,36	2,08	7,76	0,24	8,25	8,37	2,96	1,29	—	—	0,18	—	96,96
Диорит	8	54,81	0,77	16,37	2,48	4,89	0,14	5,21	7,25	3,68	1,72	—	—	0,22	—	97,54
Кварцевый диорит	12	61,50	0,56	16,06	2,14	2,80	0,10	2,77	4,80	3,75	2,77	—	—	0,23	—	97,48
Гранодиорит	32	65,36	0,44	15,69	1,79	2,30	0,07	1,80	3,65	3,85	3,27	—	—	0,19	—	98,41
Кварцевый сиенит	4	65,68	0,37	15,33	1,67	1,62	0,08	1,98	3,58	5,54	3,20	—	—	0,23	—	99,28

Буландино-Аккольский массив

Монцодиорит	3	57,38	0,99	17,49	3,97	3,74	0,08	2,60	6,20	3,30	2,64	0,32	—	—	1,08	99,79
Монцодиорит кварцевый	6	62,77	0,57	16,27	2,76	3,44	0,09	2,55	4,61	3,41	2,67	0,15	—	—	0,60	99,89
Гранодиорит	12	66,72	0,48	15,65	2,23	2,53	0,07	1,48	3,56	3,59	2,88	0,13	—	—	0,54	99,86
Гранит-адамеллит	13	70,33	0,29	14,56	1,88	1,99	0,06	1,01	2,19	3,67	3,69	0,09	—	—	0,51	100,27

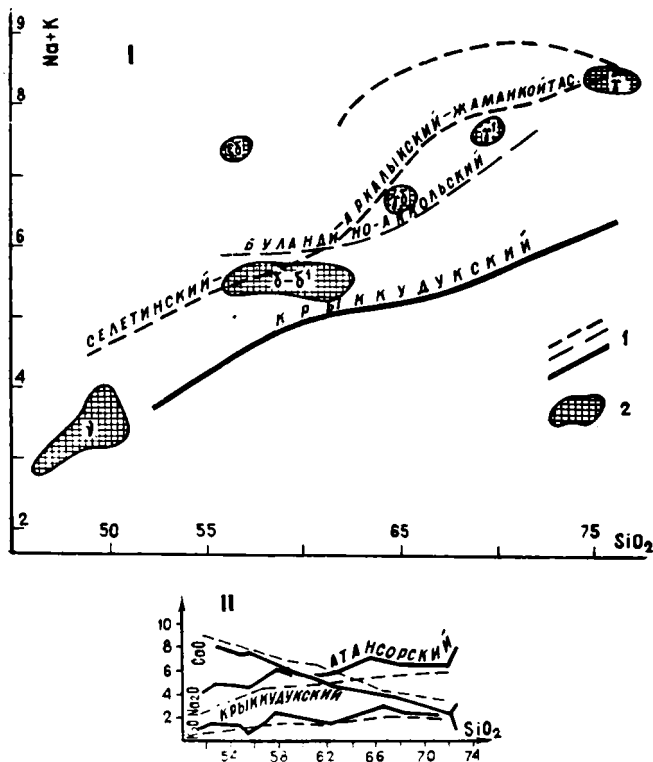


Рис. 23. Уровни щелочности и кислотности гранитоидов крыккудукского комплекса по В. И. Старову, А. И. Ивлеву.

1 — линии распределения средних значений окислов кремния, суммы щелочей и кальция в породах крыккудукского (Крыккудукский массив), буландино-аккольского (Буландино-Аккольский массив), атансорского (Атансорский и другие массивы) типов Степняжского синклиниория, селетинского (Аркалыкский, Жаманкойтасский, Селетинский массивы) типа Ешкиольмесского антиклиниория; 2 — поля типовых составов пород по Р. Дели: габбро (ν), диориты (δ), кварцевые диориты (δ'), гранодиориты ($\gamma\delta$), трондьемиты (γ), граниты и аляскиты (γ')

Дели в пределах поля диоритов. Вариационные кривые составов пород комплекса отражают слабую относительную обогащенность анортитовым компонентом и обедненность щелочными алюмосиликатами. Все самые существенные различия массивов связаны с вариацией в содержании щелочей.

В целом крыккудукский комплекс представлен породами единой известково-щелочной серии, соответствующей последовательно дифференцированным формациям. Геолого-петрографический материал свидетельствует об андезито-базальтовом составе исходной магмы, в результате дифференциации которой, попутного слабого анатексиса сиалического материала докембрийского цоколя и гранитизации вмещающих пород образовались крупные полифациальные массивы пород неустойчивой щелочности.

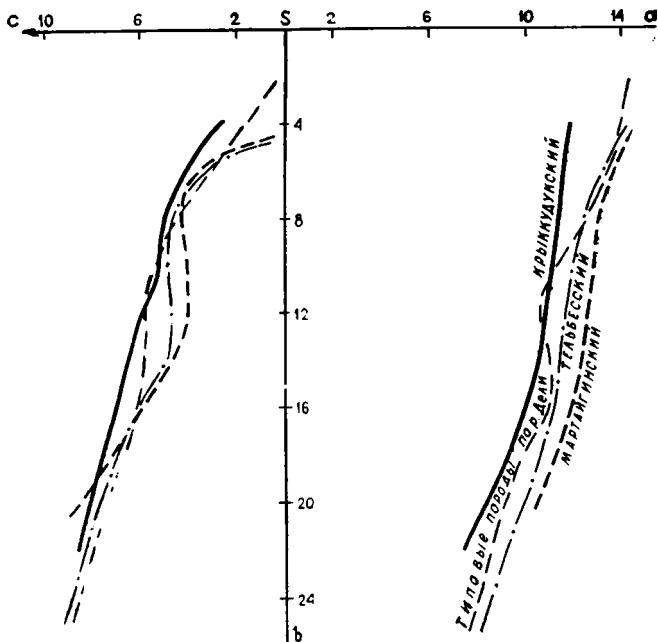


Рис. 24. Петрохимическая диаграмма по методу А. Н. Заварицкого. Вариационные линии составов горных пород крыккудукского (Северный Казахстан), телбесского (Кузнецкий Алатау) комплексов зон эвгеосинклинальных прогибов и мартайгинского комплекса (Кузнецкий Алатау) из зоны внутригеосинклинального поднятия.

Общая металлогеническая специализация этой формации, судя по пространственной и генетической локализации рудопроявлений и месторождений, может быть названа как железо-медно-молибден-золотая.

СТЕПНЯКСКИЙ ГАБРО-ДИОРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

На обширной территории Степнякского, Селетинского синклиналиев и Ешкильмесского антиклинория обнажены на дневной поверхности и вскрыты бурением мелкие разрозненные штоки, имеющие площадь от 0,1 до 3 км² и сложенные серией пород габбро-гранитного состава. Это Степнякский, Джеламбетский, Аксуйский, Бестобинский и другие массивы.

Они издавна привлекали внимание исследователей в связи с редкометалльной металлогенической специализацией. Однако первое наиболее полное изучение и детальная петрографическая характеристика выполнены в 60-х годах П. Ф. Емельяненко, В. С. Коптевым-Дворниковым, Э. М. Спиридоновым, которые все мелкие золотоносные штоки рассматривали как тектономагматическую фацию единого крыккудукского комплекса. По представлениям Ю. А. Билибина, М. А. Абдулкабировой и В. М. Шульги, интрузии «степнякского» типа выделены в качестве самостоятельного магматического комплекса, а Б. Г. Горелов и Н. А. Фогельман рассматривают их как метасоматически регенерационную формацию, возникшую из гранитоидов крыккудукского комплекса.

На корреляционных схемах степнякскому комплексу отводится возрастная группа [21, 47] после андезито-базальтов майлисорской свиты, в верхах среднего ордовика, либо после майлисорской свиты в верхах позднего ордовика в составе единого крыккудукского комплекса. Материалы нашей экспедиции по стратиграфии района позволяют считать тела «степнякского» типа не древнее верхнего ордовика. Цифры абсолютного возраста, полученные по слюдам одинаковой сохранности из таких типовых массивов, как Степняк и Бестобе, имеют интервал в 400—449 млн. лет при среднем значении 428 ± 20 млн. лет, что полностью соответствует силурийскому периоду.

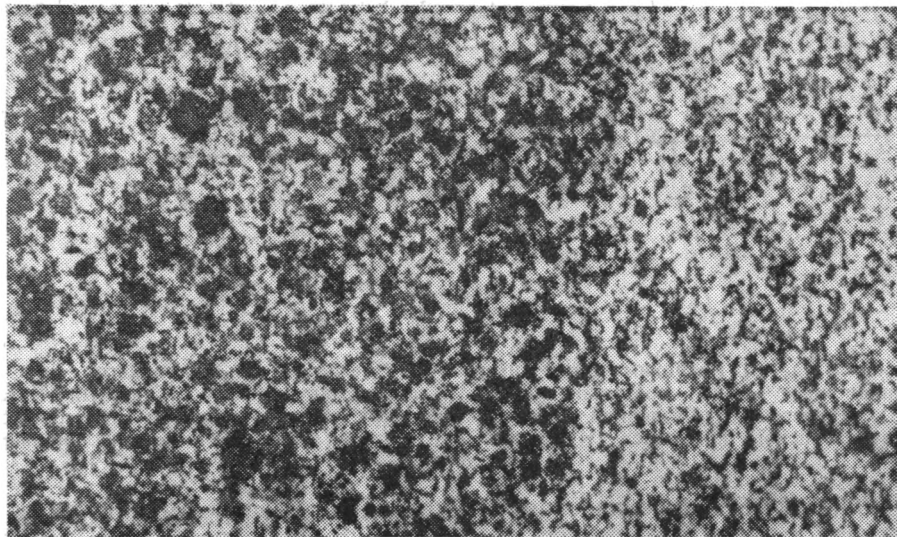


Рис. 25. Контакт равномернозернистых диоритов второй фазы с пятнистыми габбро первой фазы Степнякского массива. Нат. вел.

Мелкие массивы степнякского типа находятся в интрузивном залегании с ордовикскими вулканогенно-осадочными отложениями; все тела очень сходны по объемным соотношениям пород, по структурным и текстурным особенностям; однотипны околорудный метасоматоз и само оруденение, пространственно связанные с указанными штоками; массивы степнякского типа, согласно последним наблюдениям, находятся в интрузивном залегании относительно крупных батолитов верхнеордовикского крыккудукского комплекса.

Геолого-петрографические и радиологические материалы дают право утверждать, что тела степнякского типа магматического происхождения, внедренные, обладают значительной фациальной разнородностью. Однако большинство массивов имеет многофазное строение. Самыми ранними по времени являются разнообразные габброиды: мелко-, средне- и крупнозернистые, мелано- и лейкократовые, кварцсодержащие (рис. 25). Иногда анортозиты переслаиваются с обычными габброидами. Вторую фазу представляют диориты, также неустойчивые по своим внешним свойствам и минеральному составу. Диориты массивов, в которых отсутствуют габброиды, содержат массу тонкозернистых

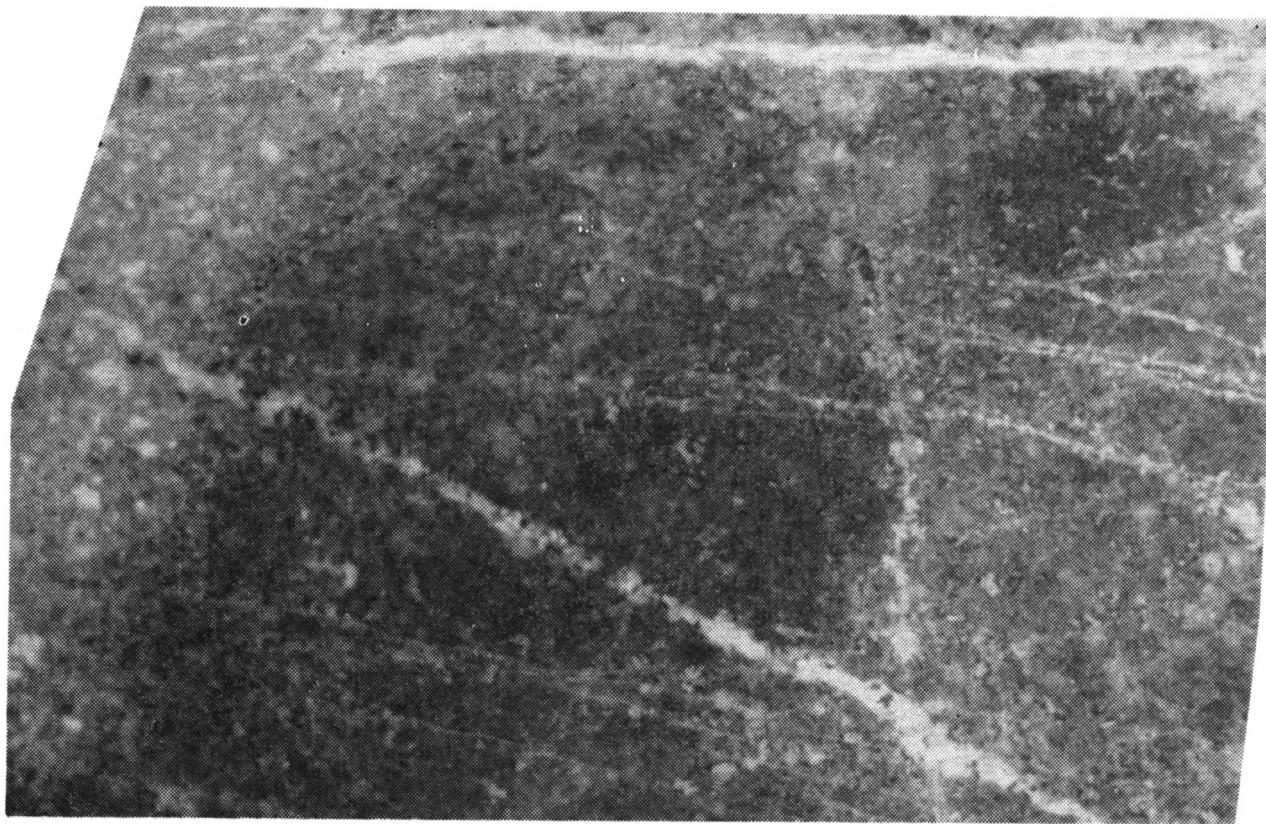


Рис. 26. Характер березитизации габбро по В. И. Старову. Район месторождения Бестобе

шлир и мелких ксенолитов, состав которых бывает сходен с перекристаллизованными пироксенитами или габбро-диабазам. Между мелано- и лейкодиоритами и кварцевыми диоритами существуют постепенные взаимопереходы. Несмотря на то, что массивы весьма малы по размерам, в их строении участвуют разнообразные дайки гранит-порфиоров, диабазовых порфиров, спессартитов, а также кварцевые, кварц-карбонатные и пегматоидные жилы, что служит подтверждением магматического генезиса малых интрузий «степнякского» типа.

Основные породы комплекса наиболее разнообразны по минеральному составу. Сюда входят плагиоклаз (лабрадор-андезин) зонального строения, ортопироксен (бронзит-гиперстен), клинопироксен (авгит), роговая обманка, биотит, ортоклаз, кварц; из аксессуарных минералов встречаются магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен, арсенопирит, халькопирит, пирит. В кварцевых диоритах и гранодиоритах второй фазы пироксен существует как реликтовый минерал, а биотит с амфиболом составляют 10—30%, плагиоклаз преобладает (30—50%), подчиненное значение имеет кварц-калишпатовая фракция. Из аксессуарных минералов доминирующими становятся ильменит, апатит-сфен и различные сульфиды. Кислые гранитоиды третьей фазы содержат до 3—7% биотита, в виде примеси роговую обманку, салическая часть пород состоит примерно из равных количеств кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, среди аксессуарных минералов увеличивается роль циркона, появляются флюорит, молибденит, ортит, торит (см. табл. 19). В целом, если судить по количественному соотношению минералов, для степнякского комплекса характерна магнетит-apatит-пиритовая ассоциация. Весьма неравномерно распределены циркон, сфен, в гидротермально измененных диоритах рудоносных зон постоянно присутствует арсенопирит (рис. 26). Различные массивы степнякского комплекса в отличие от рядом находящихся массивов крыккудукского комплекса содержат от 0,08 до 31 кг/т пирита.

Многочисленные химические анализы полностью подтверждают геологические и петрографические материалы по составу пород (табл. 21). Сравнение показывает, что основные различия пород мало отличаются от таковых известного Крыккудукского массива, но являются более известковистыми и менее калийными, чем близкие к ним по кислотности породы других массивов того же крыккудукского комплекса (см. рис. 18).

Совокупность геолого-петрографических данных свидетельствует о том, что степнякский комплекс больше соответствует ряду контрастно дифференцированных формаций, являющихся производными базальтоидной магмы.

Количество точек средних значений химического состава не всегда отражает реально установленное количество фаз (см. рис. 17, 18). Так, например, в Степнякском массиве преобладают фазы габбро и диоритов, а в Бестобинском штоке главными являются фазы диоритов и кварцевых диоритов. Средние же составы диоритов степнякского типа близки к таковым диоритов крыккудукской серии пород.

Фигуративные точки всей серии анализов пород степнякского комплекса образуют три дискретно обособленные группы, подтверждая тем самым закономерную смену во времени единого ряда фазовых разновидностей магматических горных пород, что отражает случай типичной

Таблица 21. Средний химический состав пород степняцкого комплекса, %

Порода	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Прочие	Σ	
<i>Степняцкий массив</i>																		
Горнблендит	3	43,70	1,94	13,36	4,55	7,25	0,18	10,95	11,68	2,28	0,64	—	0,57	0,17	1,44	0,74	99,45	
Габбро	3	50,36	1,14	16,95	3,96	5,45	0,06	5,89	9,49	2,76	1,44	—	0,09	0,26	1,88	0,26	99,99	
Диорит кварцевый	1	57,46	1,00	18,07	1,84	4,19	0,13	4,17	5,60	3,72	1,99	—	—	0,21	1,01	0,66	100,05	
Гранит	1	71,20	0,20	17,33	0,54	1,50	0,05	0,45	1,25	3,43	3,61	—	Сл.	0,28	0,73	0,46	101,04	
<i>Джеламбетский массив</i>																		
Диорит	1	53,15	1,19	17,21	2,11	5,78	0,14	5,81	7,48	4,31	1,83	0,17	Сл.	0,48	0,76	—	100,42	
Гранодиорит	2	62,17	0,68	17,60	3,41	1,64	0,07	2,30	4,65	3,78	1,12	0,21	Сл.	0,96	1,69	—	100,28	
<i>Лидовский массив</i>																		
Габбро	3	49,51	0,76	18,72	2,92	6,58	0,18	3,25	9,31	2,68	1,29	—	0,15	2,28	—	—	97,63	
Диорит	6	54,46	0,51	20,62	2,37	3,98	0,13	2,11	8,35	3,28	1,67	—	0,20	0,99	—	—	98,67	
Диорит кварцевый	3	58,32	0,58	18,06	3,45	3,59	0,16	1,90	6,56	3,88	1,70	—	0,20	1,09	—	—	99,49	
Гранит	3	70,54	0,29	14,24	1,13	1,98	0,07	0,98	2,95	3,53	2,80	—	0,09	0,78	—	—	99,38	
<i>Бестобинский массив</i>																		
Диорит: фаза	3	54,02	0,96	17,10	0,80	5,21	0,11	4,27	6,60	3,62	1,04	3,30	0,30	1,90	—	—	99,23	
<i>Для всего комплекса (подсчеты В. М. Шульги)</i>																		
I	67	53,51	0,77	17,69	2,36	5,95	0,15	4,56	8,21	2,91	1,62	—	—	—	—	—	97,73	
II	18	60,15	0,57	16,39	2,09	4,34	0,12	3,34	5,17	3,57	2,50	—	—	—	—	—	98,24	
II	9	65,45	0,49	15,38	1,87	3,12	0,09	2,54	3,64	3,32	2,58	—	—	—	—	—	98,48	
II	3	60,81	0,65	16,75	2,52	4,24	0,11	2,64	4,83	4,09	1,15	—	—	—	—	—	97,79	
III	1	70,88	0,31	12,22	1,93	0,77	0,05	0,36	2,64	4,26	1,57	—	—	—	—	—	94,99	
III	1	64,75	0,40	15,83	0,46	3,22	0,06	1,84	4,06	3,72	2,03	—	—	—	—	—	96,37	

Примечание. Подсчет анализов по массивам проведен по материалам М. А. Абдулкабировой, Н. П. Кротопкина, В. И. Старова, Э. М. Спиридонова.

магматической дифференциации железомagneзиальных компонентов (рис. 27, I). При отдельной оценке роли щелочей и извести (см. рис. 17, 18) эта закономерность дифференциации усложняется. Петрохимический тренд степняцкого комплекса (см. рис. 27, I) прерывается в промежуточном поле кварцевых диоритов, указывая тем самым на отсутствие фазы такого состава и на контрастную дифференциацию.

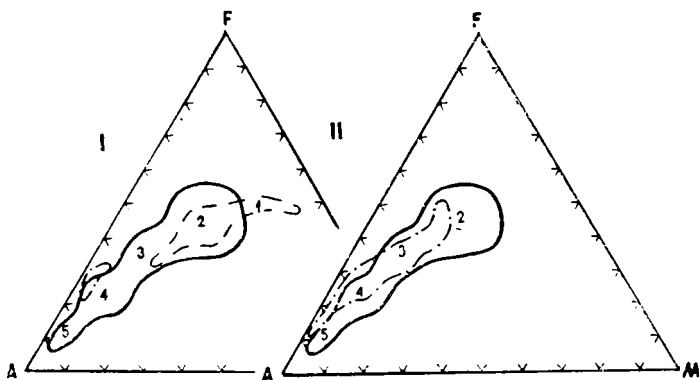


Рис. 27. Петрохимические тренды в координатах

$A(K_2O+Na_2O)—F(Fe_2O+Fe_2O_3)—M(MgO)$ по В. И. Старову.

Сплошная линия для крыккудукского, пунктирная — для степняцкого, штрих-пунктирная — для зерендинского комплексов. Поля на рисунке соответствуют: 1 — габбро, 2 — диоритам, 3 — гранодиоритам, 4 — гранитам, 5 — лейкогранитам

В целом для комплекса характерно слабое проявление анортитовой тенденции фракционирования на начальном этапе и контрастной дифференциации в конце, особенно в момент гидротермального рудообразования, когда формировались золотоносные кварцевые жилы. Геолого-петрографический материал вполне однозначно свидетельствует о ювенильной природе магматических расплавов и гидротерм, породивших малые золотоносные интрузии степняцкого комплекса.

БОРОВСКОЙ АДАМЕЛЛИТ-ГРАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Первые упоминания о боровском комплексе содержатся в работе Ю. А. Билибина [13]. Все последующие исследователи магматизма (М. А. Абдулкабирова, В. С. Коптев-Дворников, Ф. А. Летников, В. И. Серых, Н. А. Фогельман, В. М. Шульга) должным образом развивали это понятие, но до сих пор оно содержит противоречивые взгляды на объем и геоструктурные положения комплекса. С одной стороны, стоят представители (А. И. Ивлев, В. И. Серых и др.), признающие только округлые формы и однофазовое строение петротипических массивов, с другой (А. Н. Нурлыбаев, В. И. Старов, В. М. Шульга) — сторонники полифазального, многофазного строения массивов. Они считают, что боровской комплекс характерен для Ешкиольмесского, Шатского антиклинориев и частично для Степняцкого синклинория. Для массивов комплекса типичны не только округлые в плане формы и крупные размеры. Анализ гравимагнитных материалов, проведенный В. А. Боронае-

вым, А. М. Васильевым, показывает, что интрузивы имеют плоскоцилиндрическую форму с вертикальной мощностью 5—6 км и крутым, до вертикального падением контактов.

Гранитные массивы прорывают гранитоиды крыккудукского комплекса и сами прорваны интрузивами балкашинского аляскит-лейкогранитового комплекса. По материалам изотопных определений [8] массивы комплекса сформировались в интервале 410 ± 20 млн. лет, т. е.

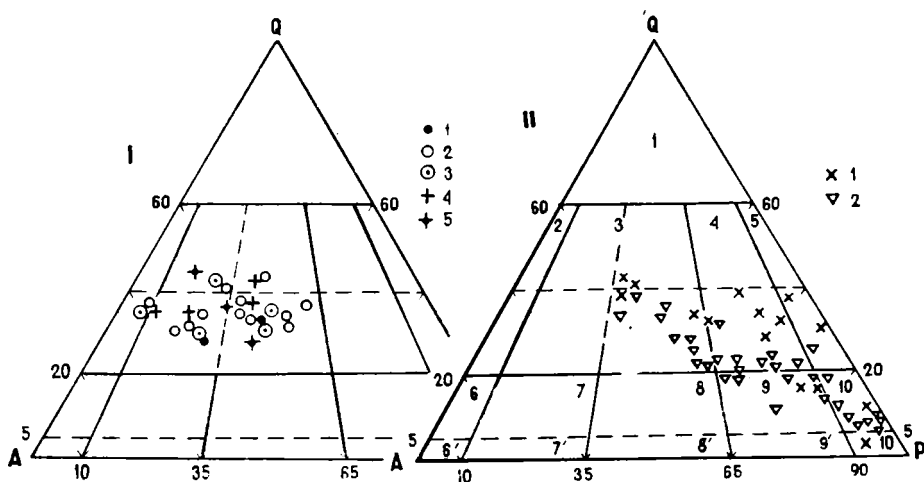


Рис. 28. Количественно-минеральный состав гранитоидов.

I — боровской комплекс (1 — Боровской, 2 — Жукейский, 3 — Жаманкойтасский массивы), золотонешский комплекс (4 — Золотонешский, 5 — Орлиногорский массивы); II — крыккудукский комплекс (1 — Крыккудукский, Аккудукский, Кузганский массивы Степнякской зоны; 2 — Аркалыкский, Селетинский массивы Ешкюльмесской зоны). Средние составы пород по материалам В. И. Старова, В. И. Серых, В. М. Шульги, Н. Я. Ященко

в позднем силуре — раннем девоне. Контактные ореолы массивов достигают ширины первых сотен метров, роговики внутренних зон отвечают пироксен-роговообманковой фации.

Породы главной интрузивной фазы большинства массивов представлены биотитовыми и роговообманково-биотитовыми нормальными, реже калишпатовыми гранитами (рис. 28), среди них встречаются адаметлиты. Плагиоклазы пород по составу очень устойчивы (26—32% An). Калишпат микропертитовый (с содержанием 22—40% пертитового альбита), является промежуточным, реже низким триклинным ортоклазом. Характерны мирмекиты. Аксессуарные минералы весьма разнообразны (табл. 22).

Петротипический Боровской массив (рис. 29) обладает концентрически-зональным строением. Граниты фации ядра в нем отделены от вмещающих толщ почти сплошным «кольцом» мелко- и среднезернистых биотит-роговообманковых гранитов. Эти краевые граниты четко выделяются в рельефе, слагая горы Қокшетау, и отличаются от ядерных гранитов положительным аномальным магнитным полем.

Большинство предыдущих исследователей принимали краевые граниты массива в качестве второй интрузивной фазы, или дополнительного интрузива. Нашими наблюдениями подтверждены данные ранних

Таблица 22. Среднее содержание акцессорных минералов гранитондов

Главный элемент	Минерал	Ком							
		Боровской							
		1	2	3	4	5	6	7	8
Zr	Циркон	86	88	+	157	6	+	48	127
Zr, TR _{c1}	Бурый редкоземельный циркон	—	—	37	+	230	—	214	—
	Бастнезит	—	—	—	—	6	—	+	+
	Магнетит	1656	1793	1459	171	78	28	2100	2865
	Гематит	—	—	6	—	333	—	633	—
Fe	Мартит	—	75	18	—	3	—	525	20
	Лимонит по пириту	—	—	84	313	—	3	—	1
	Ильменит	306	97	45	+	+	+	85	417
Ti	Сфен	262	20	+	+	+	—	3	219
	Анатаз	—	—	5	+	14	—	7	—
	Лейкоксен	—	—	—	10	—	—	—	—
Fe, S	Пирит	+	—	7	1	6	—	+	+
P	Апатит	11	1	+	9	+	3	+	20
F	Флюорит	3	4	212	7	12	3	75	20
Al	Гранит	—	—	1	—	+	—	15	—
	Кол-во проб	3	3	4	2	2	1	2	3

Примечание. Использованы материалы Н. И. Красильниковой, Р. В. Пупало 1—7 — Боровской; 8, 10, 18, 19 — Жукейский; 9, 11 — Жаманкойтасский; 12—14 — Ка

исследователей о наличии между ядерными и краевыми гранитами постепенных переходов при ширине переходной зоны от нескольких десятков метров до 100—300 м.

Краевые граниты отличаются от ядерных постоянным присутствием и преобладанием над биотитом роговой обманки, меньшей зернистостью и неустойчивостью структур и минерального состава. В направлении эндоконтакта породы переходят в почти однополевошпатовые разности. В том же направлении меняется и структура пород от нормальной гипидиоморфнозернистой до эвтектофировой с аллотриоморфнозернистой и микропегматитовой основной массой. Характерны структуры антирапакиви. Калишпат представлен низкопорядоченным промежуточным триклинным ортоклазом — микропертитом, в ядрах зерен нередко отмечаются участки нераспавшегося анортоклаза и антипертита. Пертиты распада составляют 40—50%, иногда до 55—60% объема зерен, количество их закономерно увеличивается параллельно с уменьшением содержания в породах свободного плагиоклаза. Для краевых гранитов характерно отсутствие мирмекитов. Краевые и ядерные граниты Боровского массива практически неразличимы по химизму (табл. 23). Краевые граниты отличаются пониженным содержанием редкоземельных элементов и повышенной магнитностью, обуславливающей появление над внешним «кольцом» массива концентрических магнитных аномалий, что свойственно внутрикамерным дифференциатам. Совокупность перечисленных факторов позволяет достаточно уверенно считать граниты внешнего кольца Боровского массива образованиями фации эндоконтакта.

плекс

			карабулакский						балкашинский	
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
23	22	19	46	33	3	21	74	6	16	37
—	31	10	17	6	—	32	7	16	107	123
—	—	—	1	—	—	9	4	—	—	—
2478	294	1789	3165	130	15	939	879	2400	1557	1228
—	+	—	—	30	+	—	—	74	—	—
892	558	146	182	62	15	647	2157	—	6	115
7	42	46	9	—	4,5	6	—	111	30	33
616	6	46	85	59	+	106	421	121	90	115
133	+	33	—	—	—	—	—	39	27	+
—	—	—	—	1	—	15	—	—	—	19
—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	64
—	+	1	—	—	1,5	—	6	109	—	+
11	1	12	5	5	1	2	+	6	3	+
—	12	—	127	1	1	334	645	+	184	577
—	+	—	17	45	+	—	—	—	—	—
7	2	14	5	4	1	5	5	2	5	2

вой, В. И. Серых, В. И. Старова, В. М. Шульги под редакцией В. И. Старова. Массивы: карабулакский; 15 — Макинский; 16 — Алексеевский, 17 — Домбалинский.

Аплитовидные граниты и аплиты образуют как крупные субгоризонтальные пластообразные залежи размером до 10—15 км², так и крутопадающие дайки. Первые развиты преимущественно среди ядерных гранитов, вторые — среди гранитов внешнего «кольца». Пологие залежи аплитовидных гранитов часто многократно чередуются в разрезе. Крутые дайки особенно широко развиты в контактовой зоне ядерных и краевых гранитов, где они образуют дугообразный дайковый пояс.

Тела аплитовых пород имеют иногда почти постепенные переходы во вмещающие граниты (рис. 30, I), а вкрапленники в аплитовидных гранитах по облику, размерам и особенностям состава минеральных зерен ничем не отличаются от соответствующих минералов вмещающих гранитов. Характерной чертой этих вкрапленников являются обычные в них признаки пластической деформации (волнистое, пятнистое, мозаичное погасание, грануляция, изогнутость кристаллов, деформированная микроклиноватая решетка в калишпате). Аплитовая основная масса пород отчетливо корродирует и замещает вкрапленники (рис. 30, II). Наличие постепенных переходов аплитовых пород во вмещающие граниты, реликтовый характер вкрапленников с замещением их основной массой, более высокая степень упорядоченности полевых шпатов основной массы по сравнению с вкрапленниками позволяют считать аплитовые породы продуктами перекристаллизации вмещающих гранитов с уменьшением зернистости [40]. В телах аплитовых пород Боровского массива широко распространены пегматиты [41].

Дайки второго этапа в массивах комплекса представлены диорит-порфиритами, спессартитами, диабазовыми порфиритами (Боровской

Таблица 23. Средний химический состав пород боровского комплекса, %

Порода	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	П. п. п.	Σ
<i>Боровской массив</i>															
Биотитовый и рогово-обманково-биотитовый гранит	7	70,95	0,41	14,17	0,77	2,52	0,06	0,52	1,43	3,77	4,43	0,11	0,28	0,41	99,83
Биотит-роговообманковый гранит	8	71,62	0,43	13,96	1,18	1,74	0,07	0,49	1,16	3,68	4,94	0,13	0,19	0,30	99,89
Аплитовидный гранит и аплит	6	74,96	0,20	13,07	0,92	1,16	0,03	0,22	0,96	3,68	4,84	—	0,30	0,34	100,68
Пегматит	2	73,13	0,15	14,00	1,28	1,76	—	0,33	0,79	3,88	5,30	—	—	—	100,62
<i>Жукейский массив</i>															
Биотитовый и рогово-обманково-биотитовый гранит	1	70,32	0,37	14,58	0,86	2,76	0,08	0,76	1,43	3,94	4,38	0,16	0,65	0,31	100,60
<i>Ащилюзекский массив</i>															
Адамеллит	2	66,87	0,45	15,22	1,09	3,04	0,06	1,53	3,31	3,68	3,60	0,14	0,64	—	99,63
<i>Жаманкойтасский массив</i>															
Биотитовый и рогово-обманково-биотитовый гранит	9	72,18	0,36	13,36	0,83	1,27	0,08	0,67	1,42	4,33	4,38	0,12	0,19	0,59	100,78
Аплитовидный гранит и аплит	8	73,58	0,29	13,82	0,78	0,92	0,06	0,40	1,59	4,25	4,07	—	0,29	0,18	100,23
Среднее для гранитов	27	71,10	0,36	14,07	0,86	2,21	0,08	0,67	1,42	3,90	4,39	0,14	—	—	—

Примечание. При расчете средних данных использованы анализы из работ М. А. Абдулкабировой, Г. Н. Байдошвили, Ю. И. Бастрикова, А. Д. Бибикова, Т. В. Билибиной, Г. Н. Габба, С. А. Егорова, О. П. Елисейевой, А. И. Захарченко, А. И. Ивлева, А. Д. Ковалева, С. М. Крамаренко, П. Н. Кропкотина, А. М. Подольского, А. И. Семенова, В. И. Серых, Н. А. Фогельман, В. М. Шульги.

массив), диорит-порфиридами, микродиоритами, гранодиорит-порфиридами, гранит-порфирами (Жаманкойтасский массив), в Ащилыозекском массиве встречены спессартиты и тоналит-порфиры.

Подводя итоги, отметим, что возрастная датировка массивов боровского комплекса в совокупности с особенностями морфологии и гео-

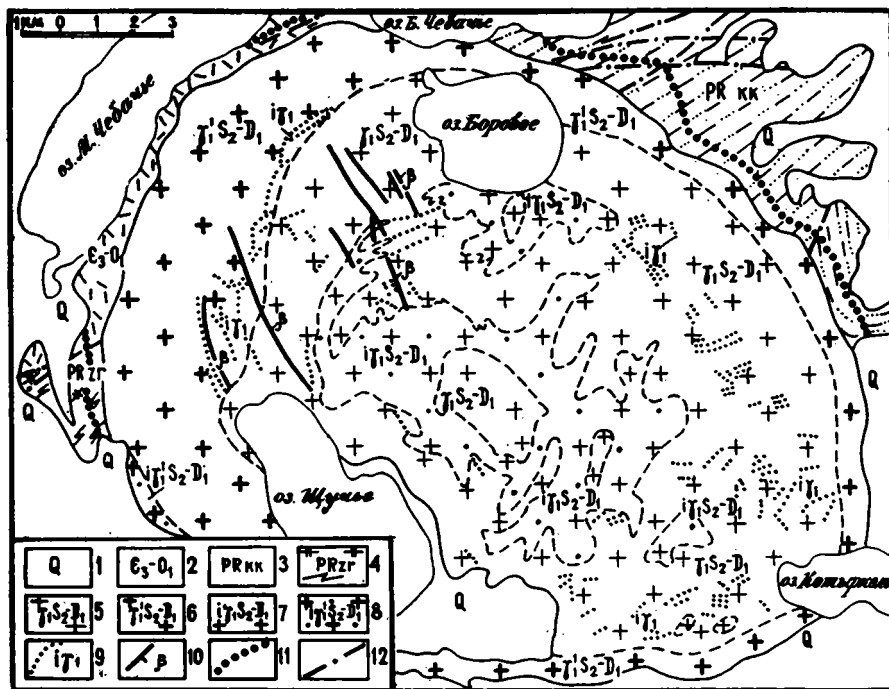


Рис. 29. Схематическая геологическая карта Боровского гранитного массива. Составлена по материалам Г. Н. Байдошвили и А. М. Подольского с уточнениями и дополнениями А. И. Ивлева.

Стратифицированные толщи вмещающей рамы: 1 — четвертичные отложения; 2 — вулканы гаршинской серии; 3 — кварцевые песчаники кокчетавской серии; 4 — гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты зерендинской серии. Интрузивные породы: 5—9 — боровской комплекс (5 — крупно- и среднезернистые биотитовые граниты фации ядра; 6 — мелко- и среднезернистые порфировидные биотит-рогообманковые граниты фации эндоконтакта; 7 — аплиты и аплитовидные граниты пластообразных тел среди гранитов; 8 — аплиты и аплитовидные граниты пластообразных тел среди краевых гранитов; 9 — дайки аплитов и аплитовидных гранитов; 10 — дайки диабазов «второго этапа»; 11 — границы контактового ореола; 12 — разрывные нарушения

логической позиции позволяют отнести их к раннеорогенным образованиям, формировавшимся в условиях общего поднятия региона, обусловивших появление сводовых структур и кольцевых расколов [6].

Предельные разности гранитных пород, слагающих главные объемы массивов, характеризуются низким содержанием кремнекислоты (70—72%) и отвечают производным высоководных коровых гранитных магм [124].

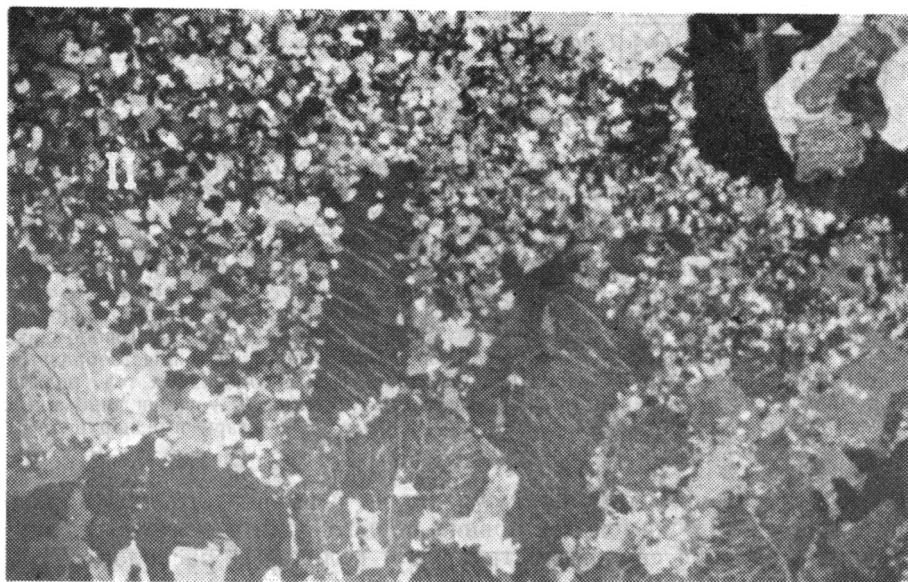
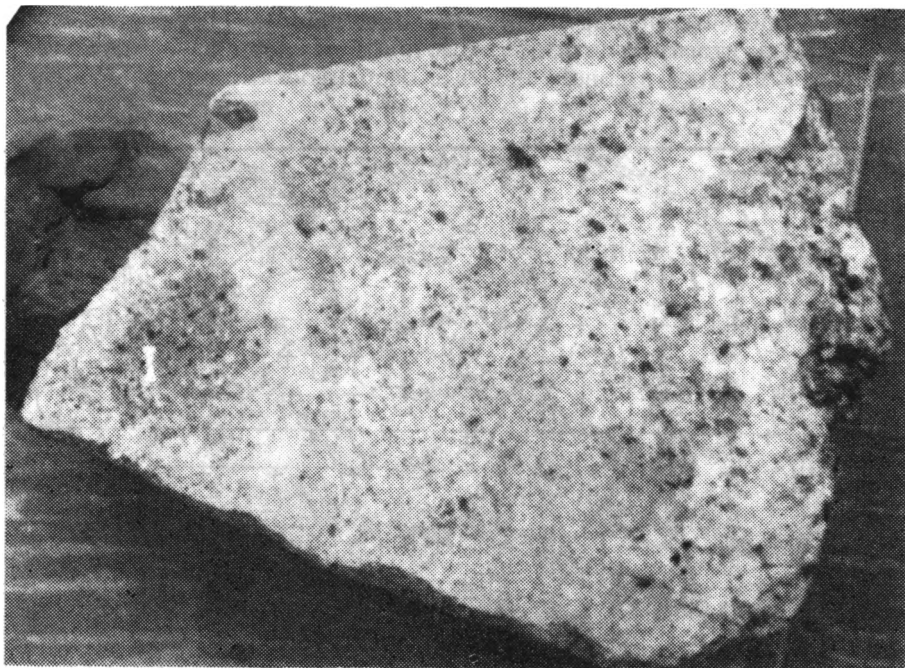


Рис. 30. Взаимоотношения гранитов и аплитов по А. И. Ивлеву.
I — полосчатая текстура аплита из эндоконтактной зоны аплитового тела, нат. вел.; II — контакт аплита и гранита, крупные зерна минералов гранита далеко выступают в сторону аплита, увел. 6, ник. +

ЗОЛОТОНОШСКИЙ ГРАНИТ-ЛЕЙКОГРАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Золотоношский комплекс выделен М. А. Абдулкабировой [63], а обобщенная петрографическая характеристика пород и массивов была дана А. А. Корыткиным и В. И. Серых [47, 77]. Новые материалы показали, что золотоношский комплекс включает не только аляскиты, но и многие нормальные и лейкократовые граниты. Установлено также, что в строении верхнеордовикского Зерендинского плутона участвует фаза лейкогранитов, которые порой сходны с типично «золотоношскими» или «боровскими» лейкогранитами, что иногда приводит к своеобразной петрографической неопределенности при уточнении объема золотоношского комплекса, когда в его состав включают все лейкограниты.

Плутоны описываемого комплекса развиты в Кокчетавском поднятии, где не исключено наличие разновозрастных массивов других комплексов, характерных для смежных геологических структур. Петротипическими будут Алакольский, Дальненский, Золотоношский плутоны, большая часть Муккурского, Ольгинского и Орлиногорского массивов. Ниже приводится краткая характеристика двух плутонов, о которых существует весьма мало сведений, но которые характерны для западной окраины Кокчетавского поднятия и имеют гораздо большее, чем ранее описанные массивы, практическое значение для выяснения закономерностей эндогенной металлогении Северного Казахстана.

Золотоношский гранитный массив расположен на юго-западном борту Кокчетавского докембрийского микроконтинента, который здесь сочленяется с Калмаккольским синклинирем, выполненным вулканогенно-осадочными отложениями нижнего — среднего ордовика, перекрытого молассой девона и карбона. Массив находится в интрузивном залегании относительно всех формаций допалеозоя и раннего палеозоя, но окатанные обломки его гранитоидов встречаются в красноцветных конгломератах девона. В апикальных частях массива имеются шлиры, ксенолиты древних метаморфических пород и крупные блоки — останцы диоритов, гранодиоритов баксинского комплекса. Эти породы катаклазированы, несут видимые следы кремнещелочного метасоматоза.

Золотоношский массив на 80% сложен крупнозернистыми биотитовыми гранитами, которые в зоне контактов с породами рамы бывают резкопорфировидными и меланократовыми. Вторую фазу представляют тела лейкократовых средне- и мелкозернистых гранитов. Дополнительные интрузии гранитов встречаются внутри полей развития крупнозернистых. Дайки представлены гранит- и гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфирами и кварцевыми телами.

Граниты Золотоношского массива сложены в основном калиевым полевым шпатом, количество которого варьирует от 25 до 50%, плагиоклазом, составляющим 5—25%, и кварцем, содержание которого достигает порой 50%. Биотит присутствует во всех структурных разновидностях гранитов, а его количество доходит до 10%. На классификационных диаграммах (см. рис. 28) фигуративные точки ранней фазы попадают вместе с «боровскими» гранитами в поле нормальных гранитов и постепенно переходят к полю лейкократовых — аляскитовых гранитов. Это вполне согласуется с геологическими наблюдениями и последними представлениями о петрографическом сходстве золотоношского и боровского комплексов.

Среди аксессуарных минералов золотоношских гранитов в отличие

от сходных зерендинских гранитов (см. табл. 15) нет ортита, во много раз меньше магнетита, сфена, ильменита, апатита, но в сотни раз больше флюорита и содержатся такие довольно редкие минералы, как топаз, турмалин и колумбит. Золотоношские гранитоиды по набору акцессорных минералов мало отличаются от типовых гранитоидов Боровского массива.

Тридцать два определения возраста калий-аргоновым методом по слюдам имеют разброс от 355 до 427 млн. лет. Большинство из них отражает последовательную вариацию в пределах 378—427 млн. лет и характеризуется средним значением в 402 ± 25 млн. лет. Другая группа цифр лежит в интервале 355—376 млн. лет и имеет среднюю величину 368 ± 12 млн. лет. По совокупности значений цифрового материала Золотоношский плутон подобен массивам гранитоидов боровского комплекса и вообще многим раннедевонским или девонским гранитоидам каледонид Казахстана [47, 120].

Ольгинский гранитный массив находится на северо-западной окраине крупного Кокчетавского поднятия. Судя по расположению, массив, вероятно, является межформационным телом, внедрившимся между отложениями допалеозоя и раннего палеозоя. Отчетливо фиксируется региональное простириание отдельных обнажений в северо-восточном направлении. Кроме того, некоторые разновидности пород массива обнаруживают директивные текстуры, вытянутые также в северо-восточном направлении. Изучение элементов прототектоники и ксенолитов гранитогнейсов, а также контактов интрузива с вмещающими породами дает основание считать, что Ольгинский массив представляет собой тело, почти согласное с общим простирианием окружающих пород.

Массив по периферии сложен биотитовыми гранитами, которые рвутся мелкозернистыми разностями и переходят в порфировидные среднезернистые граниты. Мелкозернистые породы несут в себе следы катаклаза и пересечены во многих участках пегматитами.

Наличие отчетливо выраженной гнейсовидности пород в краевых частях массива свидетельствуют о том, что на изверженную массу еще до окончательного застывания действовало боковое давление и связанные с ним деформации. На периферии массива наблюдаются признаки гранитизации, которые не обнаружены в центральных участках. Массив залегает как бы согласно с вмещающими толщами и одновременно отмечаются рвушие контакты с разновозрастными образованиями.

Мелкозернистые граниты под микроскопом обнаруживают следующий минералогический состав: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит и мусковит. Из вторичных минералов присутствуют серицит, карбонат и хлорит. Плагиоклаз соответствует олигоклазу № 20—27. Калишпат представлен большей частью пелитизированным микроклином. Тонкие листочки биотита имеют размеры в поперечнике не более 0,5 мм; наряду с хлоритом по биотиту развивается мусковит. Ксеноморфные зерна кварца обычно имеют угасание. Мусковит разбросан в виде отдельных листочков по породе и развивается по биотиту. Величина кристаллов колеблется в пределах 0,1—0,2 мм. Карбонат, встречающийся лишь в отдельных шлифах, развит по плагиоклазу или просто образует скопления мельчайших зерен неправильной формы.

Крупно- и среднезернистые розовые граниты обладают типичными

магматическими структурами, состоят из полевых шпатов, кварца, биотита и мусковита. Из вторичных минералов присутствуют серицит и хлорит. Призматические зерна плагиоклаза полисинтетически сдвойникованы, иногда серицитизированы. Содержание плагиоклаза в породе достигает 20—40%. Калишпат представлен микроклином, количество его в породе колеблется от 30 до 50%. Кварц ксеноморфен. Содержание его варьирует от 25 до 45%. Биотит бурого цвета, с резким плеохроизмом, слагает от 3 до 8%. Иногда хлорит (пеннин) развивается по биотиту. Включения в биотите представлены апатитом, рудным минералом и цирконом.

Многие мелкие участки гранитов подвержены альбитизации и грейзенизации.

Среди жильных пород отмечаются мелкозернистые граниты, гранит-порфириды, пегматиты и кварцевые жилы. Наиболее развиты кварцевые жилы, мощность которых достигает 3 м. Они секут как породы интрузива, так и отложения вмещающей рамы. Жилы сложены белым кварцем, изредка окрашенным окислами железа. В некоторых жилах встречены пирит и халькопирит.

Мощность пегматитовых тел достигает 1,5—3 м, длина около 20—50 м. Простираение жил субширотное, северо-западное и близкое к меридиональному. Почти везде жилы сложены кварцем и калишпатом, образующим графические сростания. В пегматитах встречаются мусковит, гранат, апатит, турмалин, берилл и касситерит.

Преобладающими аксессуарными минералами протолок из гранитов являются магнетит, две разновидности циркона, апатит, флюорит, топаз, гранаты (см. табл. 15). Кроме того, почти постоянно встречаются сфен, касситерит, галенит, топаз и турмалин. В ольгинских гранитах в отличие от сходных зерендинских всегда присутствуют бурый циркон, колумбит, топаз, повышено количество флюорита и в десятки-сотни раз меньше апатита, сфена, магнетита. Такое своеобразие парагенезиса аксессуарных минералов пород Ольгинского массива свидетельствует о его существенно кремнекальином составе и принадлежности к плутонам, формировавшимся из внутрикоровых магм.

По слюдам Ольгинского массива калий-аргоновым методом произведено двадцать определений возраста. Значения цифр находятся в интервале 303—450 млн. лет, большинство из них (13 проб) имеют непрерывную вариацию от 378 до 420 млн. лет и характеризуются средним значением 398 ± 20 млн. лет, которое определяет раннедевонский этап формирования. Все возрастные определения (303, 318, 378—422, 430—450 млн. лет) близки или полностью повторяют набор биотитовых цифр возраста типового Боровского массива, название которого автоматически было в свое время перенесено на название комплекса.

Существенная особенность всех массивов золотоношского комплекса заключается в том, что их гранитоиды затронуты автоматасоматическими процессами. Хорошо прослеживаются грейзенизация и альбитизация. Калиевый метасоматоз привел к своеобразной аляскитизации: можно наблюдать расплывчатые, как «масляные» пятна, участки порозовевших пород, постепенно переходящих в серые биотитовые разности. Это явление не имеет прямой связи с разломами или зонами повышенной трещиноватости. Широкое поверхностное распространение красно-

Таблица 24. Средний химический состав пород золотоношского и балкашинского комплексов, %

№ п/п	Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Σ
Золотоношский комплекс															
<i>Золотоношский массив</i>															
1	Лейкогранит	11	74,77	0,12	13,09	0,71	1,41	0,04	0,36	0,95	3,69	4,62	—	0,47	100,23
2	»	10	75,41	0,06	12,48	0,75	1,42	0,03	0,43	0,75	4,02	4,61	0,08	0,25	100,29
3	»	36	75,16	0,13	12,62	0,63	1,53	0,04	0,24	0,71	3,56	4,83	0,03	—	99,48
4	Аплит	1	75,59	0,08	12,32	0,28	1,43	0,01	0,65	1,19	4,40	3,60	—	—	99,55
5	Лейкогранит	9	75,42	0,07	12,45	0,84	1,46	0,03	0,41	0,77	3,96	4,61	0,08	—	100,10
<i>Дальненский массив</i>															
6	»	12	73,80	0,22	12,87	1,24	1,39	0,03	0,52	0,54	3,40	5,11	—	—	99,12
7	»	19	74,67	0,17	13,14	1,20	1,04	0,03	0,54	0,59	3,18	4,55	—	—	99,11
8	»	28	75,97	0,14	12,07	0,74	1,00	0,03	0,49	0,60	3,40	4,71	—	—	99,15
<i>Ольгинский массив</i>															
9	»	2	72,34	0,35	14,42	1,99	1,32	0,07	0,61	0,81	3,65	4,25	—	—	99,81
10	»	6	75,92	0,09	12,77	0,50	1,29	0,03	0,26	0,69	3,87	4,60	—	—	100,02
<i>Орлиногорский массив</i>															
11	»	7	74,20	0,09	14,05	1,05	1,33	0,03	0,32	0,79	3,31	4,19	—	—	99,36
12	»	4	75,13	0,08	12,71	0,49	1,62	0,04	0,59	0,66	3,70	4,57	—	—	99,59

Балкашинский комплекс
Балкашинский массив

13	Аляскитовый гранит	10	74,23	0,21	13,27	0,91	1,13	0,04	0,21	0,60	4,26	4,89	0,09	0,34	100,18
14	То же	3	72,40	0,38	14,08	1,62	1,13	0,05	0,07	1,30	4,23	4,53	0,13	0,28	100,20
15	»	5	75,41	0,15	13,21	0,46	1,20	0,04	0,24	0,60	3,64	4,26	0,05	0,17	99,43

Тюктинский массив

16	Гранит	2	73,78	0,25	12,95	0,71	1,32	0,05	0,28	1,14	3,25	4,50	0,06	0,28	98,57
17	»	4	74,81	0,14	13,11	1,38	0,97	0,02	0,12	0,65	3,64	4,62	0,03	0,09	99,58

Имантауский массив

18	Лейкогранит	5	74,03	0,15	13,40	0,67	1,46	0,05	0,44	1,03	3,50	4,84	0,05	0,67	100,29
19	»	3	74,39	0,12	13,38	0,37	1,45	0,03	0,27	0,89	4,23	4,80	0,02	0,21	100,16

Аиртауский массив

20	»	10	73,78	0,26	13,24	1,30	2,28	0,05	0,27	0,89	3,01	5,01	0,07	0,60	100,76
21	»	4	75,68	0,14	12,71	0,79	0,83	0,06	0,23	0,99	3,95	4,68	0,05	0,07	100,18
22	»	3	75,82	0,22	12,50	0,66	1,37	0,03	0,29	0,75	3,40	4,86	—	—	99,90

Володарский массив

23	»	4	74,19	0,13	13,51	1,56	1,49	0,04	0,20	0,76	3,42	4,63	—	—	99,93
24	»	10	75,77	0,10	12,22	0,77	1,53	0,04	0,21	0,77	3,46	5,07	—	—	99,94

Примечание. Анализы приведены по материалам М. А. Абдулкабировой, А. И. Ивлева (3—8) и В. И. Серых, В. М. Шульги (1, 2, 9—24).

вато-бурых гранитов привело некоторых исследователей к неправильному выводу об аляскитовом составе золотоношского комплекса.

Анализ количественно-минеральных и химических свойств гранитоидов золотоношского комплекса указывает на его частичное сходство с гранитоидами балкашинского и боровского комплексов (табл. 24). По сумме всех геолого-петрографических особенностей его следует относить к семейству слабо дифференцированных магматических формаций гранитоидов субнормального типа.

Минералогические и геохимические особенности пород, пространственная совмещенность рудопроявлений с массивами золотоношского комплекса указывают на его редкометалльную специализацию.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

ЖАРСОРСКИЙ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Возраст жарсорского комплекса определяется положением в разрезе и корреляцией с аналогичными отложениями соседних районов, содержащими растительные остатки раннедевонского времени. Для комплекса характерно чередование вулканогенных пород с вулканомиктовыми конгломератами, граувакковыми песчаниками и реже алевролитами, количественные соотношения которых в разрезах таковы: вулканыты — 40—60%, конгломераты — до 50%, песчаники и алевролиты — до 10%. Лавы и пирокластиты, находящиеся в соотношении соответственно 90—92 и 8—10%, в виде отдельных горизонтов и пачек размещены среди осадочных накоплений по всему разрезу. По латерали состав и мощность их весьма не выдержаны, а по вертикали наблюдается отчетливая гомодромная тенденция смены состава вулканытов в диапазоне от базальта до дацита. Общая мощность отложений жарсорского комплекса 1500—1600 м в междуречье Акмурза — Селеты и до 2500 м в бассейне р. Оленты.

Среди вулканытов главенствуют лавы, представленные массивными и полосчатыми, афировыми и порфиоровыми разновидностями базальтов и андезито-базальтов (45—50%), андезитов (35%), дацитов и андезито-дацитов (10—15%). Последние чаще всего встречаются в субвулканической фации, образуя межпластовые залежи в виде коротких линз и силлообразных тел на разных уровнях разреза комплекса среди различных по составу пород. В субвулканическом залежании встречаются также основные породы — базальты, диабазы и габбро-диабазы. В отличие от дацитов тела их — небольшие штоки, дайки и силлы — приурочены только к пластам эффузивов базальтового и андезито-базальтового состава.

По составу вкрапленников наиболее обычны клинопироксеновые базальты, а также пироксен-плагноклазовые и плагноклазовые полифировые, часто эвпорфиоровые базальты и андезито-базальты. Текстура этих пород меняется от пузыристой шлаковой в верхней части потоков до массивной, зернистой. Андезиты — часто полосчатые, плагноклазовые, со структурами от резкопорфиоровых до полифировых. Андезито-дациты и дациты, как правило, афировые полосчатые породы лиловато-темно-серого с фельзитовой или микролитовой основной массой и редкими вкрапленниками альбитизированного плагноклаза.

Пирокластические породы представлены агломератовыми и среднеобломочными туфами смешанного средне-основного и андезито-дацитового состава, состоящими из угловатых обломков порфиритов размером от 1—2 мм до 10—15 см, сцементированных более мелким материалом того же состава. Кластический материал в туфах преимущественно резургентный — обломки пород вулканических построек, очень редки ювенильные стекла и вулканический пепел.

По химическому составу (табл. 25) вулканические породы жарсорского комплекса образуют короткий последовательно дифференци-

Таблица 25. Средний химический состав вулканитов жарсорского комплекса, %

№ п/п	Код-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
7	1	45,1	1,2	13,5	5,3	2,4	4,9	10,8	5,5	0,9
5	2	53,65	1,07	17,07	4,72	2,65	3,88	6,8	3,83	1,34
8	3	57,45	1,04	15,7	4,1	2,4	3,0	5,3	5,03	1,3
3	4	63,45	0,05	15,9	2,3	1,1	1,5	2,5	7,34	1,1

Примечание. 1 — диабазы, габбро-диабазы и базальты субвулканические; 2 — лейкобазальты нормальные; 3 — андезиты и андезито-базальты нормальные; 4 — дациты калиево-натриевые (эффузивы и экструзивы).

рованный ряд в диапазоне базальт — дацит (53—64% SiO₂). Они относятся к насыщенным и слабо пересыщенным кремнекислотой лейкократовым разностям нормальной щелочности с постоянным преобладанием натрия над калием, причем количество натрия увеличивается с покислением пород. Базальты и андезиты имеют невысокое содержание титана, железа и магния, свойственное базальтоидам андезитовых формаций по В. А. Кутолину [51]. По характеру накопления кремнекислоты и содержанию глинозема базальтоиды отвечают «гиперстеновому» типу по А. И. Маракушеву [69].

ЛУГАНСКИЙ ТРАХИБАЗАЛЬТ-ТРАХИАНДЕЗИТ-ТРАХИРИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Луганский комплекс впервые был выделен в 1959 г. А. И. Семеновым, а в последующем стратотипические разрезы изучались М. А. Абдулкабировой, Н. Л. Колпинской, М. Г. Харламовым, А. Г. Шендеровой и многими другими.

Луганский комплекс распространен в структурах западной части региона, в Приишмые, а его типовой разрез — вблизи совхоза «Луганский». Здесь выделено три толщи: нижняя и верхняя сложены преимущественно красноцветными косослоистыми песчаниками, средняя, осадочно-вулканогенная, мощностью до 2500 м, характеризуется преобладанием вулканогенных пород, которые и представляют собой луганский вулканогенный комплекс. В зонах распространения этого комплекса широко развиты мелкие субвулканические тела, гипабиссальные интрузии и дайки, которые М. А. Абдулкабирова считает возможным выделить в самостоятельный комплекс.

Вулканогенные породы эффузивной фации представлены лавами, туфами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками. Среди вулканитов отмечаются маломощные прослои красноцветных песчаников. В целом намечается гомодромная последовательность смены пород вверх по разрезу от основных к кислым. В основании разреза преобладают афировые или мелкопорфировые, с вкрапленниками оливина, трахибазальты, часто миндалекаменные. Выше залегают андезит-базальты и трахиандезито-базальты — массивные или миндалекаменные разнолейстовые порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза, авгита, иногда гиперстена и роговой обманки; они чередуются в разрезе с трахибазальтами и андезитами. Мощность покровов основных — средних вулканитов составляет 10—15 м. Наиболее мощные (до 100 м) покровы образуют крупнолейстовые андезит-базальты и трахиандезито-базальты.

А. Г. Шендерова выделяет в андезит-базальтовой толще 4—5 макроритмов вулканической деятельности. Мощность макроритмов уменьшается вверх по разрезу от 250 до 10 м. Основания макроритмов сложены миндалекаменными афировыми или микролейстовыми андезит-базальтами и трахиандезито-базальтами, сменяющимися туфами. За последними следуют мелко-, средне- и крупнолейстовые андезит-базальты и трахиандезито-базальты, затем туффиты трахиандезитов. Верхние части макроритмов представлены пачками чередующихся агломератовых туфов и лав трахиандезитов. Кислые вулканиты распространены в верхней части разреза, образуя покровы мощностью 5—40 м.

Субвулканическая фация представлена силлами и штоками, которые по составу близки к породам эффузивной фации; среди наиболее кислых субвулканических пород отмечаются трахидациты и трахириолиты. Субвулканические тела нередко прорывают и верхнюю толщу красноцветных песчаников, образуя силлы андезит-базальтового и трахиандезито-базальтового состава.

Анализ данных по химизму (табл. 26, рис. 9) показывает, что породы комплекса образуют последовательно дифференцированный ряд от основных до кислых разновидностей с большим преобладанием основного и среднего состава. Многие породы обладают повышенной щелочностью (сумма щелочей меняется от 5,29—5,95% в основных до 9,44% в кислых породах) и относятся к калиево-натриевой серии. Породы высокожелезистые, мезократовые, высокоглиноземистые. Отчетливо выражен боуэновский тренд дифференциации без накопления железа в более кислых производных (см. рис. 9).

Расчет величины дискриминантной функции по Б. Н. Пискунову показывает, что она постоянно имеет отрицательное значение, что типично для пород краевых вулканических поясов орогенного типа. Таким образом, общий петрохимический тип пород комплекса хорошо согласуется с другими признаками принадлежности его к классу орогенных формаций (возраст, переслаивание с красноцветной молассой).

ЛУГАНСКИЙ ДАЙКОВЫЙ КОМПЛЕКС МОНЦОДИОРИТ-ГРАНОСИЕНИТ-ПОРФИРОВ И ДИОРИТ-ПОРФИРИТОВ

Под таким названием дайковый комплекс описывается впервые, но мысль о необходимости выделения регионально распространенного

Т а б л и ц а 26. Содержание главных петрогенных окислов в породах луганского комплекса, %

Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Трахибазальт	10	48,72	1,18	16,55	3,85	6,42	0,17	6,41	7,58	3,39	1,48	0,49
Лампрофир	3	50,33	1,08	17,37	4,84	4,43	0,16	4,79	7,54	4,01	2,57	0,58
Трахибазальт	15	51,17	1,54	16,74	3,95	6,35	0,19	4,14	5,85	3,87	2,08	0,44
Трахиандезито-базальт	11	55,26	1,40	16,35	4,88	4,33	0,16	3,00	4,07	4,86	2,60	0,41
Андезито-базальт	10	55,31	1,32	16,03	3,55	4,97	0,16	3,99	5,99	3,39	1,90	0,34
Монцонит-порфир	1	56,03	0,72	16,17	1,86	4,44	0,13	4,69	5,92	5,12	2,09	0,30
Трахиандезито-базальт	2	56,21	0,90	18,96	2,86	3,60	0,12	2,30	5,68	4,22	3,74	—
Трахиандезит	4	58,62	0,87	16,19	4,48	1,69	0,08	3,40	4,30	4,22	2,70	0,39
Кварцевый монцонит-порфир	1	59,55	0,57	18,38	2,07	3,02	0,15	1,82	4,50	5,52	2,75	0,27
Трахиандезит	9	61,85	0,90	15,83	3,81	3,59	0,11	1,51	1,47	5,83	2,85	0,25
Трахидацит	4	65,65	0,68	15,12	3,81	3,58	0,08	0,58	1,06	4,85	3,27	0,19
Трахиродацит	2	69,29	0,30	14,48	2,48	0,82	0,05	0,59	1,13	2,81	6,80	
»	2	71,50	0,30	13,66	0,96	2,64	0,04	0,48	0,48	4,00	4,62	0,15
Трахиролит	2	72,91	0,50	13,97	1,02	0,82	0,03	0,61	0,61	5,75	3,69	0,13

Примечание. При расчете среднего содержания использованы анализы из работ Г. М. Борисова, Р. И. Голоудина, Е. К. Гуликова, А. И. Ивлева, Н. Л. Колпинской, В. Д. Малова, Э. К. Рыбаловой, М. Г. Харламова, А. Г. Шендеровой, П. Д. Яковлева.

дайкового комплекса (Ишимская и Акканбурлукская группы) была высказана еще в 1959 г. А. И. Семеновым. В настоящее время выявлено, что в Приишимье широко развиты мелкие штоки и крупные дайкообразные тела, не обнаруживающие видимой пространственной связи с крупными плутонами или локальными полями вулканизма. Дайки имеют интрузивные контакты с ордовикскими и раннедевонскими эффузивами, реже с красноцветными отложениями позднего девона. Это дает основание выделять самостоятельный комплекс субвулканических и малых интрузий. Он не может быть древнее раннего — среднего девона, но верхняя возрастная граница остается пока условной. Учитывая региональную приуроченность комплекса к девонским вулканотектоническим структурам Приишимья, можно считать, что он завершает девонский этап магматизма области сочленения марьевской и калмаккольской структурно-формационных зон.

Крупные дайкообразные тела часто приурочены к разломам северо-восточного простирания, достигая по длине 100—500 м при мощности в несколько десятков метров. Среди жильных пород по составу наиболее распространены кварцевые диорит-порфириды. Центральные части могут быть представлены полнокристаллическими породами — микродиоритами, гранодиоритами, а зальбанды — порфиroidными и даже флюидальными диорит-порфиридами, плагипорфиридами и гранит-порфирами. В составе пород главными пороодообразующими минералами являются амфибол, биотит, плагноклаз, реже кварц, а калишпат появляется в кислых разновидностях даек. По кислотности они все однообразны, заметно разнятся лишь по содержанию железомagneзиальных компонентов. Щелочность неустойчива, может меняться от существенно натриевого типа до калиево-натриевого. Химические и геолого-петрографические свойства пород в общем однозначно указывают на вещественную близость малых интрузий луганского комплекса с предшествующими раннедевонскими вулканидами, развитыми в Приишимье.

ЛЮБИМОВСКИЙ ГАББРО-ДИОРИТ-МОНЦОНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Любимовский (конырсуйский)* габбро-диорит-монцонитовый комплекс, распространенный в южном обрамлении Кокчетавского срединного массива, впервые выделен А. И. Семеновым в 1959 г. К этому комплексу отнесены Конырсуйский, Любимовский, Погребицкий, Ялтинский и другие мелкие массивы. А. И. Ивлев к этому комплексу относит также небольшой Луганский шток. Сведения о строении того или иного массива имеются в работах А. Д. Ковалева, А. Н. Нурлыбаева, Г. И. Полуаршинова, А. С. Голованова, В. А. Малова, М. А. Абдулкабировой, Г. Н. Чернова, А. Г. Шендеровой и многих других.

Массивы комплекса прорывают ордовикские и ранне-среднедевонские отложения и перекрыты средне-позднедевонскими красноцветными толщами, содержащими гальку интрузивных пород комплекса в базальных конгломератах (обнажения по р. Конырсу). Массивы окружены неширокими ореолами контактовых роговиков с перекристаллизацией и биотитизацией вмещающих пород.

* Вулканиды и плутониты Приишимья А. Н. Нурлыбаевым [82] объединены в один конырсуйский магматический комплекс.

Л. В. Комлевым, А. М. Федорищевым в 1975 г. для горных пород комплекса калий-аргоновым методом по биотитам и роговым обманкам получен широкий спектр значений абсолютного возраста (от 560—500 до 404—304 млн. лет) с преобладанием значений в интервале 465 ± 20 млн. лет. На основании этих цифр В. Д. Малов и А. Г. Шендерова вопреки геологическим данным считают комплекс позднеордовикским. А. М. Федорищев объясняет более древние радиологические даты обогащением пород аргоном в результате переработки ксенолитов древних пород, а молодые — более поздними наложенными процессами. Многие исследователи относят описываемые интрузивы к зерендинскому комплексу, считая их фациальной разновидностью сателлитов крупных зерендинских плутонов. Принимаемая некоторыми исследователями цифровая датировка комплекса противоречит геологическим соотношениям, и остается допустить, что все даты калий-аргонового возраста древнее девона являются результатом широко распространенных в массивах явлений контаминации и гибридности.

Массивы комплекса имеют небольшие размеры (в пределах 5—60 км²), форма их в плане чаще овальная — это штоки с крутыми контактовыми поверхностями. Для массивов характерно зональное строение: в периферических частях развита серия пород, связанных постепенными переходами от основного до среднего состава повышенной щелочности; в ядерных частях массивов распространены кислые породы; в краевых частях массива Сартау развиты даже субщелочные габбро, диориты, монцодиориты, в центральных — кварцевые сиениты и граниты. Сходное строение имеет Любимовский массив, а в Луганском преобладают субщелочные габбро-диабазы и габбро, постепенно переходящие в диориты, монцониты и монцодиориты. Эти породы прорваны в восточной части массива граносиенит-порфирами.

Жильные дериваты комплекса представлены дайками диорит- и монцонит-кварцевых порфиритов, гранодиорит- и граносиенит-порфиров и лампрофиров.

Породам комплекса свойственны такситовые текстуры с пятнистым распределением темноцветных минералов. Породы сложены плагиоклазом, зеленой обыкновенной роговой обманкой, кварцем, калинатовым полевым шпатом (ортоклазом, не содержащим пертитовых вростков альбита), биотитом. В жильных граносиенит-порфирах отмечаются вкрапленники плагиоклаза, калинатового полевого шпата, кварца, роговой обманки (общее их количество достигает 40%). Основная масса микрофельзитовая. Для всех разновидностей пород Луганского массива (от кислых до основных) характерно присутствие гранофировых сростаний кварца и калинатового полевого шпата, подчеркивающих близкповерхностные условия его формирования.

По особенностям химического состава (табл. 27, рис. 18, II) породы любимовского комплекса образуют непрерывно дифференцированный ряд от габбро до гранита. Большая часть пород обладает повышенной щелочностью. Сумма щелочей меняется от габбро до умеренно кислых гранитоидов в пределах от 5,00—5,85 до 8,40%, в наиболее кислых производных (гранитах) содержание суммы щелочей несколько снижается. Породы соответствуют калиево-натриевой серии, иногда с преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,8—2,9$). В ходе дифференциации возрастают щелочность пород, их калийность, железистость.

Т а б л и ц а 27. Средний химический состав интрузивных пород любимовского комплекса, %

Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. л. п.	Σ
<i>Луганский массив</i>														
Габбро-диабаз	1	47,6	1,36	12,84	5,07	6,84	0,15	8,11	10,54	2,11	2,89	—	2,35	99,86
	7	49,41	1,57	18,80	3,67	6,32	0,13	3,83	6,98	3,75	1,86	0,50	—	96,82
Диорит	2	54,72	1,16	16,38	1,44	7,60	0,14	3,10	5,74	3,76	1,68	0,43	—	96,15
Монцонит	3	53,44	1,25	17,14	3,32	3,93	0,12	3,44	6,90	4,72	2,26	0,48	—	97,00
Кварцевый диорит	1	59,42	0,92	17,20	2,77	3,20	0,11	3,66	5,84	3,97	2,25	—	—	99,34
Гранодиорит	1	64,36	0,78	14,88	0,69	2,68	0,07	1,43	3,14	4,22	3,20	—	—	95,45
Граносиенит-порфир	1	66,06	0,63	15,37	0,99	2,89	0,08	1,62	2,26	4,40	4,00	0,22	—	98,52
Граносиенит	1	58,54	0,80	16,7	3,31	2,42	0,07	4,00	4,86	3,54	3,02	1,73	1,31	100,30
<i>Мелкие интрузивы</i>														
Габбро	11	50,43	1,21	16,86	3,42	5,58	0,17	5,13	7,95	3,85	2,35	0,47	—	97,42
Монцодиорит	3	54,37	1,26	16,74	3,38	4,26	0,15	4,23	6,56	3,13	3,44	0,46	—	97,98
Монцонит	5	56,11	0,95	16,65	2,88	4,06	0,12	3,14	5,74	3,99	3,51	0,45	—	97,60
Кварцевый диорит	14	60,69	0,78	15,70	2,09	2,75	0,09	3,56	4,74	4,00	3,04	0,29	—	97,68
Кварцевый монцодиорит	6	60,74	0,74	14,60	2,75	2,74	0,08	3,05	4,19	3,97	3,67	0,35	—	96,88
Кварцевый монцонит	11	60,22	0,75	16,51	2,63	3,00	0,15	2,14	4,43	4,43	3,92	0,31	—	98,49
Кварцевый сиенит	7	65,70	0,50	15,96	1,64	2,02	0,06	1,66	2,57	4,20	3,47	0,27	—	98,05
Гранит	3	69,55	0,44	14,05	1,64	2,15	0,06	1,36	2,07	3,63	4,34	0,13	—	99,42

П р и м е ч а н и е. При расчете средних данных использованы анализы из работ Г. И. Бельской, Е. П. Горелова, Н. Л. Колпинской, О. К. Ксенофонтова, Э. К. Рыбаловой, А. И. Семенова, В. Я. Чернова, И. Д. Яковлева.

стость, степень окисленности железа и глиноземистость, но общее возрастание этих параметров носит незакономерный, прерывистый характер. Эта особенность объясняется значительным проявлением процессов контаминации и гибридности, осложнившими ход магматической дифференциации.

Интрузивные породы любимовского комплекса по особенностям химизма очень близки к вмещающим вулканогенным породам луганского трахиандезито-базальтового комплекса, петрохимические данные однозначно указывают на их комагматичность (см. табл. 26, 27). Важно подчеркнуть следующие моменты:

1. Комплекс по особенностям геолого-структурной позиции, стрееию и составу интрузивов отвечает диорит-монзонит-сиенитовому формационному типу [62, 66].

2. Интрузивные породы комплекса комагматичны вулканитам нижне- и среднедевонского луганского трахиандезито-базальтового комплекса, о чем свидетельствуют общность их петрохимических особенностей, близкий возраст и частая пространственная совмещенность.

3. Пестрота петрографического состава массивов комплекса обусловливается совокупным проявлением процессов магматической дифференциации, контаминации и гибридности.

4. Структурные особенности пород и присутствие в них закаленных разностей полевых шпатов свидетельствуют о гипабиссальных условиях становления интрузивов.

ЯКШИЯНГИЗТАУСКИЙ АНДЕЗИТО-ДАЦИТ-ТРАХИРОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Образования комплекса изучали А. А. Ашихмин, Л. В. Булыго и В. М. Шульга, О. П. Елисеева, А. Н. Зубов, С. М. Крамаренко, Г. П. Полуаршинов, Э. К. Рыбалова, Н. А. Трофимов, В. Т. Врублевский, М. Г. Харламов, А. Г. Шендерова, Ю. М. Шувалов. Породы комплекса слагают грабенообразные депрессии, приуроченные к субширотным дугообразным разломам, разделяющим крупные структуры (Кокчетавскую глыбу, Калмаккольский синклиниорий и др.). Для некоторых наложенных депрессий (вулканотектонических структур) характерно кольцевое строение и реликтовые вулканические сооружения типа стратовулканов.

Вулканотектонические депрессии южного обрамления Кокчетавской глыбы в зависимости от морфологических особенностей подразделяются на мульдообразные (Кокубайская, Чистопольская), грабенообразные (Новокронштадская) и кальдероподобные (Якшиянгизтауская) структуры.

В строении этих структур участвуют разнообразные вулканиты кислого состава эффузивной, жерловой и субвулканической фаций. Образования эффузивной фации отличаются быстрой фациальной изменчивостью с замещением по латерали красноцветными терригенными породами, что обуславливает значительные различия в строении частных разрезов отдельных вулканотектонических структур. Обобщенный разрез осадочно-вулканогенной толщи представляется в следующем виде.

Нижняя толща (основание разреза), установленная в Новокронштадской и Чистопольской депрессиях, сложена красноцветными кон-

гломератами с прослоями песчаников и алевролитов. Среди конгломератов иногда встречаются прослои туфоконгломератов и пепловых туфов. Средняя, осадочно-вулканогенная толща составляет основную часть разреза и участвует в строении большинства депрессий. В Новокронштадской депрессии основание этой толщи сложено туфопесчаниками, которые вверх по разрезу сменяются туфоконгломератами с прослоями туфов и туфобрекчий. В составе толщи встречаются потоки кислых и подчиненно средних эффузивов. Основную роль в строении Якшиянгизтауской депрессии играют разнообразные пирокластиты и меньше лавы кислого состава, переслаивающиеся с туфоконгломератами, туфопесчаниками, а также конгломератами и песчаниками. Неповсеместно распространенная верхняя толща представлена красноцветными конгломератами с прослоями гравелитов, песчаников, туфопесчаников и реже туфов.

В составе эффузивной фации отчетливо преобладают пирокластические породы взрывной субфации — спекшиеся туфы фельзитовидных риолитов и трахириолитов, иногда шаровые, игнимбриты фельзитов и риолитов, лапиллиевые и пепловые туфы. Среди пород субфации текучих лав чаще отмечаются флюидалные туфолавы фельзитов, шаровые лавы фельзитовидных риолитов, массивные риолиты. Только в Новокронштадской мульде устанавливаются эффузивные породы среднего состава (андезиты, андезито-дациты, дациты). В Якшиянгизтауской депрессии проявлена экструзивная субфация в форме куполов риолитов, фельзитов и их туфов и лавобрекчий, прорывающих пирокластические породы и лавы.

Жерловая фация Новокронштадской депрессии представлена дайко- и штокообразными и сложной формы телами андезитов, дацитов, чаще из кислых пород: массивных и флюидалных фельзитов и риолитов, их туфов и лавобрекчий, спекшихся туфов фельзитового, риолитового и трахириолитового состава (табл. 28, рис. 9).

Субвулканическая фация комплекса образует силлы, штоко- и дайкообразные и неправильной формы крутопадающие тела. Эти образования наиболее полно проявлены и лучше изучены в Якшиянгизтауской и Новокронштадской структурах, где они представлены несколькими генерациями: I — массивные риолиты, переходящие в туфолавы и лавобрекчий риолитов; II — фельзитовидные риолиты; III — фельзиты, фельзит-порфиры и их лавобрекчий. Своеобразны субвулканические образования Арчалинской (Отраденской) структуры, представленные преимущественно (по данным Э. К. Рыбаловой) основными и средними породами. Первая генерация субвулканических образований в виде дайко-, пласто- и грибообразных тел представлена диабазовыми порфиритами, андезито-базальтами; вторая — андезитами, андезито-дацитами и дацитами (крутопадающие дайко- и штокообразные и пологозалегающие пластовые тела); третья — штоки, дайки, силлы риолитов и фельзит-порфиров. Все эти образования залегают в осадочно-вулканогенной толще раннего — среднего девона и перекрываются средне-позднедевонскими конгломератами.

В ряде депрессий известны поздние дайки, прорывающие все описанные выше образования: лампрофиры (единиты, кузелиты, спессартиты), диабазы, диабазовые порфириты в Арчалинской мульде; микродиориты, кварцсодержащие диорит-порфириты, диабазовые порфириты

Т а б л и ц а 28. Содержание главных петрогенных окислов в породах якишингизтауского комплекса, %

Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Риолит	7	75,68	0,17	12,62	1,09	1,21	0,04	0,18	0,41	3,34	4,43	0,04
Гранит-порфир	9	76,01	0,15	12,33	1,09	0,89	0,03	0,20	0,42	3,45	4,17	0,05
Граносиенит-порфир	15	65,06	0,73	16,12	2,91	1,13	0,09	0,83	1,60	4,74	5,29	0,19
Риолит, трахириолит	18	75,33	0,26	12,20	1,22	0,79	0,05	0,47	0,59	2,95	5,09	0,06
Гранит-порфир	7	74,81	0,18	13,04	1,00	0,56	0,04	0,39	0,55	3,45	4,73	0,04
Риолит, трахириолит	13	74,96	0,12	12,54	1,41	0,62	0,03	0,34	0,64	2,94	5,15	0,08
Гранит-порфир	6	75,41	0,08	12,84	1,27	0,10	0,02	0,22	0,50	3,24	5,36	—
Риолит	1	76,69	0,15	12,37	1,09	0,17	0,02	0,08	0,52	2,89	4,58	—
Гранит-порфир	3	76,78	0,15	11,64	1,73	0,14	0,02	0,30	0,26	2,27	5,12	—
Риолит	2	73,98	0,28	13,04	1,13	1,82	0,04	0,53	1,20	2,60	4,32	—
Гранит-порфир	18	73,03	0,26	13,22	0,88	1,64	0,03	0,42	0,62	2,97	5,71	0,09
То же	4	75,72	0,15	12,69	0,87	1,22	0,03	0,12	0,55	3,55	4,60	0,11

Примечание. При расчете средних данных использованы анализы работ А. А. Ашихмина, Л. В. Булыго, В. М. Шульги, О. П. Елисейвой, Л. И. Зубова, С. М. Крамаренко, Р. М. Масгутова, Г. П. Полуаршинова, Э. К. Рыбаловой, В. И. Самохвалова, И. А. Трофимова, В. Т. Врублевского, М. Г. Харламова, А. Г. Шендеровой, Ю. М. Шувалова.

в Новокронштадском грабене; плагиогранит-порфиры в Кокубайской структуре. Эти дайки по особенностям состава явно не коагматичны кислым вулканитам рассматриваемого комплекса, и в отличие от Э. К. Рыбаловой они выделяются нами в более поздний самостоятельный дайковый комплекс.

БАЛКАШИНСКИЙ ЛЕЙКОГРАНИТ-АЛЯСКИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Первое понятие о балкашинском комплексе дал В. И. Серых [77, 90], объединив в одну генетическую группу аляскиты типового Балкашинского, Тюктинского, Серафимовского и других более мелких массивов. Несколько позже О. И. Елисеева, А. И. Ивлев, А. А. Корыткин, Э. М. Спиридонов массивы лейкогранит-аляскитов Кокчетавского поднятия, Калмаккольского и Степнякского синклинория объединили в дальненский, или орлиногорский, и карабулакский комплексы. Все они на корреляционных схемах размещались на среднедевонском возрастном уровне. В настоящее время взгляды на геологический возраст не изменились; появились только дополнительные факты о наличии гальки лейкогранитов в красноцветных конгломератах позднего девона и сделаны новые определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом по слюдам различных массивов. Например, типовой Балкашинский массив характеризуется значениями в 457, 408—372 млн. лет (8 проб) и средней цифрой, полученной по восьми определениям, — 390 ± 18 млн. лет, которая близка к геологическому смыслу комплексов. В него включены также Аиртауский, Имантауский, Лавровский, Малиновский массивы, часть Орлиногорского, Серафимовского и Алтыбайского массивов. Видимо, В. И. Серых был неправ, выделяя балкашинский комплекс как сугубо аляскитовую ассоциацию магматических пород.

Во всех указанных массивах следует выделять главную (первую) фазу магматизма — биотитовые граниты, слагающие 80—90% объема, вместе с фациями порфиридных меланократовых гранитов, дополнительную (вторую) фазу — неравномернозернистые лейкограниты и завершающую фазу — жильные породы, среди которых преобладают аплиты и пегматиты. Отличительной особенностью всех массивов балкашинского комплекса является широкое проявление признаков калиевого автометасоматоза. Главным примером последнего служат красные аляскиты, развитые в апикальных частях и зонах повышенной трещиноватости многих тел. Такие аляскиты многими исследователями ошибочно принимались за главную разновидность гранитоидов комплекса.

Среди пород как главного, так и дополнительных интрузивов встречаются аплиты и аплитовидные граниты, образующие субгоризонтальные, приконтактные и внутриинтрузивные и сочленяющиеся с ними дайкообразные тела. По мнению А. И. Ивлева, аплиты и аплитовидные граниты связаны с вмещающими гранитными породами постепенными переходами. Удалось установить, что породы дополнительных интрузивов пересекают пластообразные залежи и дайки аплитов и аплитовидных гранитов, залегающие среди пород главной интрузивной фазы.

В сложении пород главной интрузивной и дополнительных фаз дальненского комплекса участвуют плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, биотит. Разные количественные сочетания полевых шпа-

тов определяют разнообразие пород от лейкогранитов через аляскитовые граниты до аляскитов (рис. 31).

Плагиоклазы лейкогранитов комплекса представлены олигоклазами № 12—19, встречаются зональные кристаллы с содержанием анортита в ядрах до 28—36%; в аляскитах плагиоклаз является альбитом. Калинатровые полевые шпаты по степени триклинности достаточно разнообразны, присутствуют промежуточные и низкие ортоклазы, наиболее часты промежуточные микроклины, отмечается решетчатый максимальный микроклин. Содержание пертитового альбита меняется в

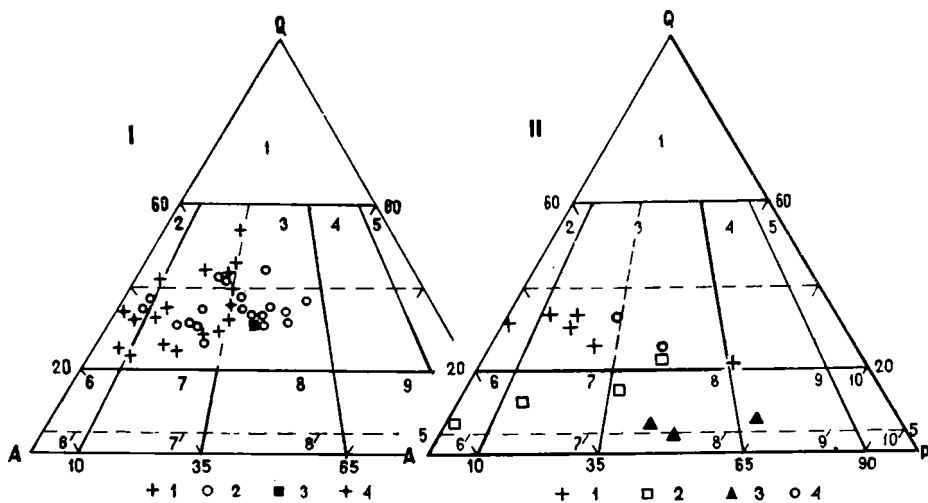


Рис. 31. Количественно-минеральный состав гранитоидов по В. И. Старову. I — балкашинский (1 — Балкашинский массив), боровской (2 — Боровской, Жукеевский, Жаманкойтасский массивы), карабулакский (3 — Карабулакский, 4 — Макинский массивы) комплексы; II — аралаульский (1 — Аралаульский массив), шокаргайский (2 — Еленовский массив), беркутинский (4 — Беркутинский массив) комплексы, 3 — Погашаевский массив

пределах 20—45% с максимальными значениями (до 50—55%) в аляскитах. Железистость биотита умеренная до высокой. Признаки контаминации и гибридности в гранитных породах комплекса проявлены слабо.

Аплиты иногда связаны с вмещающими гранитами постепенными переходами, породы промежуточных зон — аплитовидные граниты — обладают порфиоровидной структурой с панидиоморфнозернистой, гранулитовой, иногда микропегматитовой основной массой. Вкрапленники в этих породах сложены кварцем, полевыми шпатами и биотитом, по размерам, облику зерен и составу совершенно тождественными этим минералам из вмещающих гранитов. Неравномерное распределение вкрапленников иногда обуславливает полосчатую текстуру пород. В аплитах и основной массе аплитовидных гранитов плагиоклаз представлен альбитом № 6—10, калинатровый полевой шпат — решетчатым микроклином без пертитовых вростков. Вкрапленники кварца, полевых шпатов и биотита обычно значительно деформированы и интенсивно замещены мелкозернистой аплитовой массой. Биотит в меланократовых оторочках

аплитовых тел имеет наложенный характер. Описанные особенности аплитовых пород дальненского комплекса, по мнению А. И. Ивлева, возникли в результате перекристаллизации вмещающих гранитных пород с уменьшением зернистости новообразований.

Количественный минеральный состав, изображенный в координатах А—Q—Р (рис. 31, II), соответствует полю щелочно-полевошпатовых гранитов с постепенным переходом в поле нормальных гранитов, сходных с типовым составом боровского комплекса. Значительный разброс, достигающий 40% за счет калиевого полевого шпата (А), дополнительно подтверждает геологические факты широкого развития процесса калиевого автометасоматоза, приводящего к аляскитизации.

Ассоциация аксессуарных минералов типичная магматическая, а по преобладающему количественному содержанию минералов может быть названа магнетит-циркон-апатит-флюоритовой (см. табл. 15). Кроме того, характерно повышенное содержание ильменита и редкоземельного циркона, что отличает эти породы от гранитов золотоношского комплекса. Автометасоматическая аляскитизация биотитовых гранитов привела к появлению значительного количества лимонита, лейкоксона, мартита и флюорита.

Анализ весьма обширных данных по химизму пород комплекса показывает, что главная интрузивная фаза относится к семейству субщелочных лейкогранитов (см. табл. 24). Содержание кремнекислоты в них составляет 74—76%, сумма щелочей в отдельных массивах меняется от 8,22 до 8,7% (среднее 8,27%), коэффициент аргитности около 0,9. Породы представляют собой калиево-натриевую серию с небольшим, но постоянным преобладанием калия над натрием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,65—0,94$, среднее 0,72). В лейкогранитах дополнительных интрузивов, по сравнению с породами главной фазы тех же массивов, не обнаруживается сколько-нибудь определенных, устойчивых изменений химизма, что свидетельствует о незначительной дифференцированности комплекса по фазам внедрения.

Главными отличиями аплитов и аплитовидных гранитов от вмещающих их гранитных пород являются несколько повышенная кремнекислотность и пониженная общая щелочность при сниженном содержании K_2O и несколько повышенном Na_2O .

Петрохимические тренды балкашинского комплекса в координатах щелочность (А) — железистость (F) — магниальность (M) свидетельствуют о весьма низкой железомagneзиальности, даже меньшей, чем у петротипа золотоношского комплекса (см. рис. 16). По соотношению $\text{CaO}—\text{Na}_2\text{O}—\text{K}_2\text{O}$ балкашинские гранитоиды обнаруживают переходы от нормального гранита до щелочного аляскита; вариация наблюдается в основном по содержанию калия, максимальное количество которого отмечается во вторичных аляскитах. Фигуративные точки в координатах нормативного состава ортоклаз — альбит — анортит группируются вблизи двойной полевошпатовой эвтектики и совсем редко попадают в поле, обогащенное до 10% анортитовой составляющей.

В целом петрологические материалы дают право утверждать, что гранитоиды балкашинского комплекса сформировались из кислых эвтектических расплавов, возникших в пределах зрелой континентальной коры, не прошедших магматической дифференциации.

КАРАБУЛАКСКИЙ ЛЕЙКОГРАНИТ-АЛЯСКИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

В состав карабулакского комплекса входят лейкогранит-аляскитовые массивы, расположенные в Степнякском синклиории и в Ешкиоль-месском антиклинории. Наиболее крупными типовыми массивами являются Макинский, Шоркарский, Алексеевский, Гагаринский и Карабулакский.

В физических полях массивы выражаются резкими отрицательными аномалиями гравитационного поля и спокойными областями магнитных полей. Контактные области массивов фиксируются четкими зонами градиентов гравитационного поля, узкими по ширине и значительными по величине напряженности, что свидетельствует о крутом падении контактовых поверхностей.

Гагаринский лейкогранит-аляскитовый плутон имеет изометричную в плане форму и размеры 7×8 км, расположен в юго-западной части полихронного Жаманкойтасского массива, где наблюдаются его интрузивные контакты с порфиритами позднеордовикского возраста и диоритами крыккудукского комплекса. Сателлиты лейкогранитов — аляскитов установлены в северном и восточном обрамлении поля ордовикских диоритов Аркалыкского массива. Центральные и краевые части Гагаринского плутона прорваны дайкообразными телами гранит- и граносиенит-порфиоров. Сам он сложен в основном розовыми биотитовыми лейкогранитами, которые всюду связаны постепенными переходами с красными аляскитами, развитыми обычно в центральных частях массива; встречаются пегматоидные обособления, тела и кварцевые жилы.

Карабулакский массив лейкогранитов имеет форму удлиненного в меридиональном направлении овала размером $6,5 \times 4$ км, находится в интрузивном залежении относительно вулканогенно-осадочных отложений ордовика и позднеордовикских гранодиоритов Крыккудукского массива. Главная часть плутона сложена крупно- и среднезернистыми, часто порфировидными лейкогранитами, в зонах эндоконтактов часто развиты мелкозернистые разности. В строении массива выделены приконтактная и внутринтрузивные пластообразные залежи аплитовидных гранитов, обнаруживающие нередко постепенные переходы к вмещающим лейкогранитам, в зонах контактов аплитовых тел встречаются меланократовые оторочки, представленные полосами аплитовидных гранитов, сильно обогащенных биотитом. Дайки аплитов более редки. В центральной части массива залегает пластообразная залежь мелкозернистых лейкогранитов дополнительного интрузива.

Макинский массив прорывает гранитоиды крыккудукского комплекса и отложения среднего ордовика. Форма массива округлая, размеры 14×14 км. Центральная часть массива сложена крупно- и среднезернистыми порфировидными лейкогранитами, вдоль эндоконтактов массива прослеживается (с перерывами) приконтактная пластообразная залежь аплитовидных гранитов, имеющих постепенные переходы в лейкограниты центральной части массива. Среди последних встречаются многочисленные маломощные пластообразные залежи и дайки аплитовидных гранитов и аплитов.

Шоркарский кольцевой плутон лейкогранитов прорывает гранитоиды южной оконечности Крыккудукского массива; диаметр его около 20—25 км при ширине кольца 2—3 км. Лейкогранитовое кольцо как бы

обрамляет Ацильюзекский адамеллитовый массив, который в центральной части прорван серией штокообразных тел лейкогранитов.

К карабулакскому комплексу с некоторой долей условности можно отнести внешнее полукольцо лейкогранитов восточной части полихронного Жукейского массива. Лейкограниты полукольца шириной до 3 км имеют активные контакты как с породами докембрия и ордовика вмещающей рамы, так и с гранитами боровского комплекса центральной части массива. Вдоль внешней стороны полукольцевого интрузива развита приконтактовая пластообразная залежь аплитовидных гранитов шириной 0,1—0,25 км с постепенными переходами в средне- и крупнозернистые лейкограниты. Маломощные пластообразные залежи и дайки аплитов найдены и внутри интрузивного тела, аплитовые дайки отмечены также во вмещающих докембрийских породах.

Таким образом, интрузивы комплекса во многих случаях прорывают гранитоиды верхнеордовикского крыккудукского и боровского силуро-девонского комплексов. Верхняя возрастная граница лейкогранитов установлена в Гагаринском и Шоркарском массивах, где они прорваны трещинными интрузивами граносиенитов и гранофировых гранитов аралаульского комплекса. В комагматичных последнему комплексу вулканитах встречены обломки карабулакских лейкогранитов.

Изотопные определения абсолютного возраста пород комплекса калий-аргоновым методом по слюдам наиболее часто дают значения 380—390 млн. лет, что в целом не противоречит геологическим соотношениям и указывает на среднедевонский возраст гранитоидов. Вместе с тем по биотитам Карабулакского массива получены явно удревненные цифры (424—462 млн. лет), истинная природа которых остается неясной. Существует группа цифр в интервале 260—350 млн. лет, которые получены по слюдам плохой сохранности и, конечно, отражают различные гидротермальные процессы, связанные с этапами наложенной тектономагматической активизации.

Вокруг интрузивов карабулакского комплекса, прорывающих ордовикские отложения, фиксируются ореолы контактово-измененных пород, отвечающих во внутренних зонах ореолов пироксен-роговиковой фации.

Количественно-минеральный состав гранитных пород для отдельных массивов карабулакского комплекса указывает на его большое сходство с породами балкашинского, изредка боровского комплексов (см. рис. 31, табл. 22). Плагноклазы в большинстве лейкогранитов представлены № 12—20, слабо зональные кристаллы содержат в ядрах до 30—36% анортита. В аляскитах встречается альбит. Калинатовые полевые шпаты — промежуточные и низкие ортоклазы, решетчатые и нерешетчатые максимальные микроклины — содержат 20—45% пертитовой фазы альбита. В эндоконтактовых и апикальных частях массивов развиты эвтектофировые структуры пород.

Аплитовидные граниты обладают порфиоровидной структурой с панидоморфнозернистой, иногда микропегматитовой мелкозернистой основной массой. Вкрапленники представлены кварцем и полевыми шпатами. Они значительно деформированы и замещаются аплитовой массой, что свидетельствует об их реликтовой природе, связанной с возникновением аплитовой структуры в результате процессов перекристаллизации вмещающих гранитов с уменьшением зернистости [40, 41]. Биотит меланократовых оторочек аплитовых тел связан, очевидно, с явлениями

Т а б л и ц а 29. Содержание главных петрогенных окислов в породах карабулакского комплекса, %

Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	Σ
<i>Алексеевский массив</i>														
Аляскит	7	75,75	0,11	12,54	0,90	1,23	0,04	0,12	0,43	3,77	4,53	0,04	0,15	99,61
Аплитовидный аляскит и аплит	6	75,80	0,11	12,79	0,69	0,81	0,03	0,21	0,53	4,04	4,41	—	—	99,42
Лейкогранит	5	76,25	0,13	13,00	0,81	1,00	0,02	0,17	0,67	3,03	5,10	0,02	0,14	100,34
Аплит	2	74,54	0,22	13,86	0,88	0,85	0,02	0,14	1,00	3,90	4,00	0,05	0,22	99,68
<i>Макинский массив</i>														
Лейкогранит	18	76,30	0,13	12,66	0,53	1,10	0,03	0,06	0,41	3,73	4,58	0,06	0,33	99,92
Аплитовый гранит и аплит	16	76,59	0,11	12,47	0,51	1,26	0,02	0,10	0,50	3,57	4,45	0,06	0,30	99,94
<i>Шоркарский массив</i>														
Лейкогранит	3	74,47	0,23	13,36	1,04	0,89	0,03	0,17	0,77	4,15	4,53	0,03	0,87	100,54
<i>Карабулакский массив</i>														
Лейкогранит	17	75,16	0,09	13,44	0,57	0,77	0,03	0,32	0,56	4,12	4,38	0,04	—	99,48
Аплит и аплитовидный гранит	7	75,53	0,09	13,25	0,65	0,92	0,05	0,15	0,28	3,85	4,32	0,03	—	99,12
Аплит	5	72,40	0,49	12,44	0,40	3,12	0,17	0,81	0,40	3,68	4,55	0,10	—	98,56
Лейкогранит	8	74,79	0,11	13,46	0,53	0,89	0,04	0,28	0,45	4,03	4,45	0,03	—	99,06

Примечание. При расчете средних значений использованы анализы из работ В. Е. Гончаренко, А. И. Ивлева, В. Д. Малова, Е. А. Мазиной, В. И. Серых, Э. М. Спиридонова, В. Д. Шабатовского, В. М. Шульги.

метаморфической дифференциации в связи с отмеченными процессами перекристаллизации.

По особенностям химизма гранитные породы балкашинского комплекса близки к средним типам лейкогранитов и аляскитов (табл. 29). Для пород комплекса характерно самое высокое содержание кремнекислоты, перенасыщенность щелочами и глиноземом. Аляскиты по химизму неотличимы от лейкогранитов, что дополнительно подтверждает их фациальные взаимоотношения. Аплитовидные граниты петрохимически неотличимы от вмещающих крупно- и среднезернистых лейкогранитов и аляскитов, что подчеркивает их возможное возникновение в результате перекристаллизации последних.

Среди даек в массивах комплекса известны гранит-порфиры, диорит-порфириты, спессартиты.

Гранитные массивы карабулакского комплекса имеют неодинаковые уровни эрозионного среза, вследствие чего в разных массивах обнаруживаются породы, обладающие признаками различных фациальных условий образования. Так, в Карабулакском и Жукейском массивах развиты отожженные калишпаты с высокой степенью триклинности, часты мирмекиты, отражающие мезоабиссальные условия. Алексеевский массив сложен в основном однополевошпатовыми гранитами с закаленной разностью калишпата, содержащего до 50—55% альбитового компонента. Для Шоркарского массива лейкогранитов, имеющего кольцевую форму, также характерен закаленный триклинный ортоклаз.

Постмагматические образования в массивах комплекса представлены сравнительно редкими пегматитами; в экзоконтактах Карабулакского массива встречаются скарны. Наиболее характерным постмагматическим процессом является грейзенизация, обычно площадного характера и сравнительно слабая. В Макинском массиве О. П. Елисеевой описаны кварцевые жилы, сопровождающиеся зонами грейзенизации и содержащие гнезда и вкрапленность вольфрама.

Гранитоиды массивов комплекса содержат около 76% кремнезема и в целом по составу отвечают эвтектике при низком давлении водяного пара, что позволяет отнести породы комплекса к производным маловодных высокотемпературных гранитных магм вулканических ассоциаций.

АРАЛАУЛЬСКИЙ (ТАССУЙСКИЙ) МОНЦОНИТ-ГРАНОСИЕНИТ-ГРАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Большинством исследователей для пород этого комплекса принимался силурийский возраст [47, 118, 127], причем подчеркивалось, что они древнее интрузивов боровского комплекса.

В Жаманкойтасской и Шоркарской полихронных вулканоплутонических структурах установлено отчетливое прорывание лейкогранитов карабулакского (балкашинского) типа трещинными интрузивами кольцевого строения, сложенными граносиенитами и гранофиловыми гранитами, и сопровождающими их дайками порфировых пород того же состава. Эти факты указывают на то, что возраст интрузивов не древнее среднего девона. Верхняя возрастная граница комплекса фиксируется перекрытием граносиенитов—гранофиловых гранитов раннекаменноугольными отложениями Яблоново-Итейменской структуры. Таким образом, для образований комплекса определен позднедевонский возраст.

Отметим, что ранее такая датировка субщелочных гранитоидов принималась Н. А. Фогельман и Т. В. Молчановой.

Проявления субщелочного магматизма после формирования аляскит-лейкогранитовых плутонов согласуются с генерализованным рядом последовательности магматических формаций, где граносиенитовые формации следуют после лейкогранитовой и аляскитовой. Радиологические датировки горных пород комплекса колеблются от 434 до 231 млн. лет. Для типичного Аралаульского массива интервал составляет 231—382 млн. лет. Здесь по слюдам хорошей сохранности получены даты 342—382 млн. лет, которые обычно характерны для позднедевонских слабозмененных гранитоидов.

Интрузивы имеют небольшие размеры, линейно вытянутые трещинные формы (длина до 8—10, иногда 15 км, ширина около 1, иногда до 2—5 км), чаще с крутым залеганием. В Шоркарской структуре закартированы фрагменты кольцевых даек граносиенитов, гранофировых гранитов и их порфировых аналогов. В Жаманкойтасском полихронном массиве давно известна крупная кольцевая дайка граносиенит-порфиров. Исключение составляет Аралаульский массив граносиенитов — гранофировых гранитов, имеющий изометричную форму и сравнительно крупные размеры (около 120 км²).

В строении массивов можно выделить производные четырех интрузивных фаз. Породы ранней интрузивной фазы, сложенной габбро-монцититами, известны только в Таукентском массиве (Ешкиольмесский антиклинорий). Образование второй фазы — кварцсодержащие и кварцевые монцодиориты — преобладают в Тассуйском, Кайнарском, Северо-Домбралинском и Таукентском массивах. Наиболее широко распространены породы третьей интрузивной фазы, представленные граносиенитами, постепенно переходящими в гранофировые граниты (см. рис. 31). Прорывание граносиенитами кварцевых сиенит-диоритов установлено в Тассуйском массиве. Горные породы четвертой интрузивной фазы представлены гранофировыми лейкогранитами, прорывают граносиениты и гранофировые граниты в Северо-Жаманкойтасском и Шайтантобинском массивах и полностью слагают массив Монреу. В жильных породах, сопровождающих интрузивные массивы, установлены микросиенит-диориты, сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, гранит-порфиры.

Контактные ореолы вокруг интрузивных массивов обладают незначительной шириной. Во внутренних частях контактовых ореолов отмечаются породы пироксен-роговиковой фации, сменяющиеся во внешних зонах образованиями альбит-эпидот-роговиковой фации. Э. М. Спиридонов подчеркивает незначительное развитие в контактовых ореолах пород роговообманково-роговиковой фации, свидетельствующее о незначительной величине давления и высокой температуре формирования контактово-метаморфических пород.

Для горных пород комплекса характерны гипидиоморфнозернистые, участками монцитонитовые структуры, часто порфировидные, с микропегматитовой массой; для лейкогранитов поздней фазы наиболее типичны эвтектофировые структуры с микропегматитовой и гранофировой основной массой, иногда переходящей в сферолитовую. Плагноклаз в породах ранней фазы представлен лабрадором, в кварцсодержащих и кварцевых сиенит-диоритах второй фазы — андезином с 40—48% анортита, в граносиенитах и гранофировых гранитах плагноклаз во вкрапленни-

ках бывает зональным и содержит 25—30% анортита, а крупнолейстовый плагиоклаз в основной массе — 20—25% анортита; в гранофировых лейкогранитах развит незональный плагиоклаз № 8—12. Калинатровый полевой шпат представлен ортоклаз-микропертитом с содержанием пертитов распада 40—45%. Калишпат обычно обрастает в виде каемок зерна плагиоклаза с образованием структуры типа антирапакиви. Из темноцветных минералов в породах ранней фазы встречаются авгит и ярко-коричневая высокотитанистая роговая обманка; в породах второй и третьей фаз широко развиты зеленая и сине-зеленая роговая обманка, обогащенная гастингситовой молекулой (железистость 30—35% в сиенит-диоритах и 50—55% в граносиенитах и гранитах) и красно-коричневый биотит с железистостью 49—56%; в породах четвертой фазы роговая обманка существенно уступает биотиту.

Для пород аралаульского комплекса характерна магнетит-ильменит-цирконовая ассоциация (табл. 30). Апатит в количественном отношении резко подчинен циркону, сфен-ильмениту, лишь спорадически появляется довольно высокое содержание сфена. Резко сокращается концентрация главных аксессуариев — циркона, бурого редкоземельного циркона, ильменита, апатита — в мелких по размерам интрузивных телах по сравнению с более крупным типовым Аралаульским массивом. Практически исчезают в мелких интрузивах блонстрандин, колумбит, ортит, ксенотим, бастнезит, паризит и др., встречавшиеся в Аралаульском и Жаманкойтасском массивах в знаках.

Для всех разностей горных пород комплекса чрезвычайно характерны аутометасоматические изменения, представленные площадной пропилитизацией. Редко в породах отмечается слабовыраженная грейзенизация.

По особенностям химизма породы комплекса образуют дифференцированный ряд от монцонитов и кварцевых сиенит-диоритов до лейкогранитов (табл. 31). В то же время на диаграмме А. Н. Заварицкого видна дискретность состава пород комплекса, отвечающих отдельным интрузивным фазам. Наиболее типичной особенностью химизма пород комплекса является их повышенная щелочность и калийность, особенно четкая у бедных и умеренно богатых кремнеземом разностей пород.

Граниты комплекса содержат 72—76% кремнезема и относятся к производным маловодных высокотемпературных гранитных магм вулканических ассоциаций.

Гипабиссальные и поверхностные условия образования пород комплекса следуют из особенностей их состава и структур: 1) высокое содержание кремнезема в предельных разностях гранитов; 2) низкая степень упорядоченности калинатрового полевого шпата и высокое содержание в нем альбитового компонента; 3) отсутствие в породах мirmekитовых кварц-полевошпатовых сростаний, наличие эвтектофировых структур, микропегматитовых сростаний различных форм, а также структур типа антирапакиви; 4) высокое содержание в породах акцессорного магнетита и высокое содержание в последнем титана (6,58—9,09%) и марганца (0,5—1%); 5) мясо-красная окраска пород, обусловленная пропыленностью полевых шпатов гидроокислами железа; 6) высокотемпературные парагенезисы приконтактовых роговиков, отвечающих пироксен-роговиковой фации, малая мощность контактовых

Т а б л и ц а 30. Акцессорные минералы гранитоидов аралаульского, вишневого, койтасского комплексов, г/т

Главный элемент	Минерал	Комплекс											
		аралаульский										вишневский	койтасский
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
Zr	Циркон	376	450	271	87	6	6	7	9	33	114	204	239
Zr, TR	Бурый редкоземельный циркон	50	4	+	—	—	18	—	—	1	+	—	166
Fe	Магнетит	641	1181	2490	1188	1141	997	594	21	4112	4755	4019	2527
	Гематит	—	492	—	—	—	—	—	—	—	290	—	—
Fe	Мартит	4489	—	—	—	—	—	—	1076	463	1	1111	2379
	Лимонит по пириту	—	1	—	—	+	18	11	58	30	6	40	—
Ti	Ильменит	66	52	286	+	1	+	3	1	+	—	856	1294
	Сфен	+	+	3	—	220	+	88	+	185	—	566	142
Fe, S	Анатаз	61	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Лейкоксен	79	12	+	—	—	—	—	40	380	—	—	—
P	Пирит	+	+	3	42	9	3	18	18	120	1	+	—
F	Апатит	5	4	1	67	6	+	6	3	—	2	67	5
Al	Флюорит	1	+	+	—	—	—	—	—	—	+	1	347
	Корунд	—	—	—	—	—	—	—	492	12	—	—	—
	Кол-во проб	4	2	2	2	2	2	2	4	3	2	3	4

Примечание. Используются материалы Н. И. Красильниковой, Р. В. Путаловой, В. И. Серых, В. И. Старова, В. М. Шульги под редакцией В. И. Старова. Массивы: 1 — Аралаульский, 2, 3 — Жаманкойтасский; 4, 5 — Домбралинский 6 — Северо-Мамайский; 7 — Шайтантобинский; 8 — Шатский; 9 — Агашский; 10 — Карашатский; 11 — Вишневский; 12 — Койтасский.

Таблица 31. Средний химический состав пород аралаульского, вишневого, койтасского комплексов, %

Порода	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	П. п. п.	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Аралаульский комплекс															
Сиенит-диорит	1	55,37	1,05	17,45	1,21	6,00	0,17	4,92	4,79	4,50	3,66	0,16	—	1,20	100,48
Кварцевый сиенит-диорит	11	62,58	0,62	16,51	2,52	2,62	0,06	1,63	3,39	3,70	4,82	0,22	0,89	0,17	99,73
Граносиенит	7	66,77	0,45	15,32	1,67	2,49	0,08	1,11	2,46	3,88	4,09	0,15	1,17	0,10	99,74
Гранит гранофировый	13	71,14	0,30	13,82	1,55	1,62	0,06	0,80	1,84	3,66	3,75	0,06	0,76	0,14	99,50
Лейкогранит гранофировый	7	75,14	0,11	12,14	1,23	1,61	0,03	0,33	0,65	4,14	3,79	0,03	0,60	0,13	99,93
<i>Дайковые тела</i>															
Гранит-порфир	1	72,34	0,26	13,61	1,38	1,15	0,07	0,32	0,72	4,05	4,80	0,04	1,02	—	99,76
Граносиенит-порфир	2	73,99	0,23	13,40	1,38	0,94	0,04	0,21	0,44	4,03	4,52	0,02	0,50	—	99,70
То же	2	74,26	0,28	13,47	0,75	0,90	0,01	0,27	0,88	3,54	4,50	0,03	0,83	—	99,72
Вишневский комплекс <i>Вишневский массив</i>															
Граносиенит	1	67,51	0,80	14,90	2,66	0,94	0,08	1,64	3,00	3,94	3,68	0,26	—	—	99,41
Лейкогранит	1	71,38	0,52	13,67	1,79	0,81	0,03	1,25	2,20	2,79	4,18	0,20	—	—	98,82

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Владимировский массив</i>															
Монцодиорит кварцевый	1	57,43	0,65	18,13	3,15	2,88	0,06	3,20	5,46	3,90	3,68	0,62	—	—	99,16
<i>Соколиногорский массив</i>															
Граносенит		65,90	0,79	14,88	2,01	1,77	0,08	1,66	3,06	4,26	4,36	0,24	—	—	99,01
Гранит		68,24	1,0	13,46	4,14	1,17	0,08	1,16	1,80	4,24	3,35	0,35	—	—	98,99
Койтасский комплекс <i>Массив Большой Койтас</i>															
Биотитовый аляскит	12	75,81	0,27	12,36	1,21	0,71	0,04	0,41	0,57	3,65	4,78	—	0,16	0,29	100,26
Аплитовидный аляскит и аплит	12	76,06	0,22	12,23	1,04	0,59	0,04	0,23	0,54	3,57	4,86	—	0,20	0,47	100,05
Рибекит-эгирино- вый аляскит	5	75,75	0,34	12,11	1,81	1,02	0,05	0,27	0,39	3,72	4,56	—	—	—	100,03
Аплитовидный аляскит и аплит	12	76,46	0,17	11,68	1,45	0,38	0,02	0,20	0,40	4,28	4,54	—	0,38	—	99,96
рибекит-эгири- новый	12	76,46	0,17	11,68	1,45	0,38	0,02	0,20	0,40	4,28	4,54	—	0,38	—	99,96
Гранит-порфир	9	76,93	0,21	12,06	1,01	0,82	0,02	0,36	0,57	3,61	4,56	—	—	0,34	100,49

Примечание. При подсчете среднего состава использованы анализы из работ М. А. Абдулкабировой, Т. В. Билибиной, Л. В. Булыго, О. П. Елисеевой, А. И. Ивлева, Э. М. Спиридонова, В. И. Старова, М. Г. Харламова, В. Я. Чернова, В. М. Шульги.

ореолов; 7) повсеместное развитие в породах автометасоматической пропилитизации.

Интрузивные породы комплекса обнаруживают тесные пространственные связи с наземными вулканитами позднедевонского возраста и образуют с ними единую орогенную вулканоплутоническую формацию. Эти изофациальные группы горных пород объединяют следующие признаки: 1) присутствие в тех и других закаленных полевых шпатов и высокое содержание акцессорного магнетита; 2) генетически единый ряд структур эвтектической кристаллизации, выразившейся в виде сферолитовых структур в лавах, сферолитогранофировых в жильных и субвулканических гранит-порфирах и гранофировых — микропегматитовых интрузивных разностях; 3) общие петрохимические особенности, представленные повышенной щелочностью и калийностью пород и существенной изменчивостью их химизма.

КЕДЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС ДИАБАЗ-ДИОРИТОВЫХ ПОРФИРИТОВ, ГРАНИТ-ПОРФИРОВ, ГРАНИТОВ

Первое представление о наличии самостоятельных девонских вулканоплутонических структур в пределах Кокчетавского поднятия было высказано М. А. Абдулкабировой и А. И. Семеновым в конце 50-х годов. Детальные же геологические материалы, подтверждающие эту точку зрения, на примере Кедейского массива, получены В. Д. Маловым в 1965 г. Подобные субвулканические образования разного возраста были обнаружены Ф. А. Летниковым, В. И. Серых, В. М. Шульгой в других районах Северного Казахстана и описаны в качестве аралаульского и еленовского самостоятельных магматических комплексов.

Под кедейским комплексом следует понимать группу вулканоплутонических и субвулканических мелких массивов, которые развиты главным образом в Чистопольской мульде в Якшиянгиштауской зоне девонского вулканизма. Массивы комплекса рвут вулканогенную толщу раннего девона и красноцветные отложения позднего девона, что надежно определяет нижнюю возрастную границу, но верхняя остается условной. Многие тела не имеют непосредственной пространственной связи с покровами эффузивов и локализируются в зонах разломов среди метаморфических образований докембрия и раннего палеозоя.

Типовым представителем комплекса считается Кедейский вулканоплутон, расположенный в Чистопольской мульде, выполненной красноцветной молассой среднего — позднего девона. Вулканоплутон имеет отчетливо выраженное кольцевое строение; общая форма его изометричная, размеры в поперечнике 10—12 км. Центральный шток структуры, сложенный аляскитами и гранит-порфирами, окружен системой кольцевых и полукольцевых дайковых зон, а также пологозалегающих субвулканических тел трахириодацитов. Вокруг штока Кедейского вулканоплутона наблюдается ореол ороговикованных пород. Во внутренних зонах его отмечаются породы пироксен-роговиковой фации. В состав субвулканической фации Кедейского вулканоплутона входят трахириодацитовые красновато-бурого цвета и породы часто с миаролитовой текстурой (миаролы выполнены кварцем, хлоритом, альбитом, кальцитом). В породах с порфировой структурой (общее количество вкрапленников около 10%) вкрапленники представлены плагиоклазом и меньше

беспертитовым ортоклазом. Реже во вкрапленниках отмечается кварц. Весьма характерны гломеропорфировые сростания вкрапленников полевых шпатов, подчеркивающие субвулканическую природу этих пород. Основная масса пород сложена существенно калинатровым полевым шпатом, структура ее трахитоидная. Редко среди вулканических пород встречаются трахиандезиты.

Породы фации ядра центрального штока Кедейского вулканоплутона сложены среднезернистыми однополевошпатовыми гранитами (аляскитами), реже аляскитовыми гранитами с небольшим количеством

Т а б л и ц а 32. Химический состав гранит-порфиров кедейского комплекса, %

Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
7	74,81	0,18	13,04	1,00	0,56	0,04	0,39	0,55	3,45	4,73	0,04
6	75,41	0,08	12,84	1,27	0,10	0,02	0,22	0,50	3,24	5,36	—
3	76,78	0,15	11,64	1,73	0,14	0,02	0,30	0,26	2,27	5,12	—

Примечание. Анализы из работ А. А. Ашихмина, Л. В. Бульго, В. М. Шульги, О. И. Елисейвой и Г. П. Полуаршинова.

свободного плагиоклаза. Структура пород гипидиоморфнозернистая, в разностях, содержащих свободный плагиоклаз, обычно появляются элементы структуры типа антирапакиви. Калинатровый полевой шпат этих пород — нерешетчатый микропертит с содержанием пертитов распада и замещения до 50—60%. Пертиты распада более интенсивно развиваются с краев зерен, и последние часто переходят в антипертит. Рудный минерал в породах — магнетит.

Аплитовидные граниты штока — это резко порфировидные породы, содержащие обильные вкрапленники калишпата, кварца и плагиоклаза. Мелкозернистая аплитовая масса обладает гранулитовой микроструктурой с идиоморфным «капельным» кварцем. Количество мелкозернистой аплитовой массы в породе меняется в пределах 5—30%. Мелкозернистый аплитовый материал имеет интерстиционный характер, появляясь в виде цепочек разобщенных зернышек на стыках крупных зерен калишпата и кварца среднезернистых аляскитов. Зерна аплитовой размерности «протыкают», корродируют краевые части крупных зерен калишпата и кварца. Крупные зерна кварца в результате коррозии часто приобретают округлую форму. Приведенные данные свидетельствуют, во-первых, о существовании постепенных переходов между среднезернистыми аляскитами и аплитовидными гранитами, и, во-вторых, указывают на возможное возникновение аплитовидных гранитов в результате процесса перекристаллизации среднезернистых аляскитов с уменьшением зернистости новообразований.

Породы фации эндоконтакта центрального штока сложены мелкозернистыми порфировидными аляскитами с вкрапленниками микропертита, кварца и микропегматитовой, криптопегматитовой, реже микрогранитовой основной массой. В непосредственных эндоконтактах и маломощных апофизах отмечаются сферолитовые аляскит-порфиры, вкрапленники в которых представлены сростками перекристаллизованных

ных сферолитов калишпат-кварцевого состава, структура основной массы микропегматитовая до микрогранитовой.

По особенностям химизма горные породы всего комплекса отличаются прежде всего повышенной общей щелочностью: содержание суммы щелочей меняется от 6,89% в наиболее основных дифференциатах до 9,74—11,59% в породах среднего состава; в кислых производных концентрация щелочей снижается, и в них устанавливаются как существенные, так и известково-щелочные разности (табл. 32).

Для всех разновидностей горных пород комплекса чрезвычайно характерны автотасоматические изменения, представленные площадной пропилитизацией. Иногда породы слабо грейзенизированы. В алясках центрального штока Кедейского вулканоплутона отмечается почти повсеместная турмалинизация, во вмещающих ороговикованных песчаниках развиваются метасоматические кварц-турмалиновые породы.

В экзоконтактных зонах некоторых массивов развиваются процессы скарнирования, в частности, в экзоконтакте Еленовского массива отмечается скарнирование карбонатных пород шарыкской свиты.

Образование исходных магматических расплавов монцонит-граносиенит-гранитов описываемого вулканоплутонического комплекса, связанное с высокой общей и калиевой щелочностью, происходило, видимо, в основании земной коры на уровне базит-гранулитового слоя под воздействием мантийных флюидных потоков, вызывавших сиенитизацию гранулит-базитового слоя и его последующее плавление. Кислые и ультракислые расплавы формировались в результате эманационной дифференциации первичного очага под влиянием сквозьмагматических растворов.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ, МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Магматические образования описываемых формаций встречаются почти во всех крупных структурно-формационных зонах Северного Казахстана, но несколько ограниченно распространены по сравнению с другими формационными типами.

ВИШНЕВСКИЙ МОНЦОНИТ-ГРАНОСИЕНИТ- ГРАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Первые петрографические материалы об этой породной ассоциации были получены П. Н. Кропоткиным и Р. А. Борукаевым в начале 40-х годов. Вопрос о выделении вишневого интрузивного комплекса был поставлен М. Г. Харламовым и В. Я. Черновым [125], которые считали его досреднекарбовым. В последние годы в связи с изменением стратиграфии района В. М. Шульга стал относить вишневыи комплекс к перми, что и нашло отражение в корреляционных схемах, утвержденных на II Казахском петрографическом совещании [47]. Наиболее достоверные цифры абсолютного возраста, полученные по биотит-роговообманковым фракциям, находятся в интервале 252—265 млн. лет, а среднее значение равно 256 млн. лет, что отвечает верхам перми или низам триаса.

Комплекс представлен Вишневым, Соколиногорским, Владимировским массивами, которые расположены в Ерментау-Селетинской зоне. Вмещающие породы ордовика и девона — алевролиты, песчаники, известняки — интенсивно ороговикованы, зоны ороговикования изменяются от нескольких сантиметров до сотен метров от контактов интрузивных тел. В их внутреннем строении наибольший объем занимают неравномернозернистые биотит-роговообманковые и биотитовые граносиениты, которые отнесены к первой фазе. Она неоднородна за счет гибридных фаций, представленных монцодиоритами — гранодиоритами. Ко второй фазе отнесены мелкозернистые лейкократовые биотитовые граниты, слагающие пластообразные тела и мелкие штоки. Заключительную, интрузивную фазу представляют дайки диабазовых порфиритов, лампрофиров, гранит-порфиров, аплитов, микрогематитов. Породы главной фации, граносиениты, реже граниты состоят из роговой обманки (0—4%), биотита (1—6,5%), плагиоклаза (10—37%,

№ 25—40), нерешетчатого микроклин-пертита (27—60%), кварца (14,8—30,3%). Из аксессуарных минералов обнаружены: апатит, ильменит, магнетит, сфен, лейкоксен, пирит, гематит; спорадически встречаются ортит, рутил, анатаз, брукит, флюорит, сфалерит (см. табл. 30). Монцитониты отличаются тем, что содержат до 18% темноцветных минералов, среди которых присутствует уже пироксен, а содержание кварца падает до 6—10%. Граниты второй фазы отличаются наибольшим содержанием кварца (30—40%), меньшим количеством темноцветных минералов (0,2—2,2%), постоянным наличием мусковита и общим пониженным содержанием тех же аксессуарных минералов.

Сравнительный анализ химического состава пород указывает на их отличие от гранитоидов других возрастных уровней (см. табл. 31). Вишневатский комплекс отличается от балкашинского и аралаульского пониженной кислотностью, повышенной титанистостью и является более магнезиально-известковистым.

Совокупность геолого-петрографических признаков указывает на то, что вишневатский комплекс представляет собой сиенит-граносиенит-гранитовый ряд габиссальных формаций, образующихся в период поздней активизации древних микроконтинентов и складчатых структур палеозой Казахстана.

ШОККАРАГАЙСКИЙ (ЕЛЕНОВСКИЙ) СИЕНИТ-ГРАНОСИЕНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Массивы этого комплекса расположены в пределах Кокчетавского поднятия в узлах пересечения тектонических нарушений и образуют небольшие штокообразные тела — Шоккарагайский, Еленовский, Легаевский, Лесной и другие мелкие штоки.

Массивы слабо обнажены, площади их распространения оконтурены по материалам бурения. Установлено, что граносиениты и гранофировые граниты имеют активные контакты с метаморфическими породами докембрия, гранодиоритами позднего ордовика и катаклазированные гранитами девона. В гранитоидах присутствуют мелкие ксенолиты пироксен-амфибол-кварц-полевошпатовых и слоистых угленосных пород.

Возрастное геологическое положение в какой-то мере условно. Ф. А. Летников и В. И. Серых считали комплекс девонским на основании наличия рвущих взаимоотношений граносиенитов с субвулканическими образованиями предположительно раннедевонского возраста и присутствия обломков сходных пород в красноцветных конгломератах позднего девона. Однако до сего времени еще нигде не закартированы достоверные факты перекрытия петротипических массивов комплекса девонокаменноугольными отложениями. Известно, что на южном экзоконтакте Еленовского массива метаморфические породы шарыкской свиты докембрия скарнированы и инъецированы сиенитами. Авторы данного раздела считают комплекс пермским на основании материалов радиогеологии. Граниты Легаевского массива имеют следующие возрастные значения: 327, 301—241 млн. лет (калий-аргоновый метод по биотиту). Для первой фазы по семи пробам средняя цифра равна 274 ± 20 млн. лет, для второй фазы по пяти пробам получено 281 ± 20 млн. лет, а по свинцовому методу определения равны 254—

268 млн. лет. По слюдам пород Шокаррагайского массива калий-аргоновых определений не имеется, а свинцовым методом получены значения в 240—285 млн. лет. Радиологические даты, определенные различными методами, получаются намного моложе окружающих ордовикско-девонских магматических пород и соответствуют пермскому возрастному уровню.

В составе шокаррагайского комплекса выделены крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности граносиенитов, кварцевых сиенитов и гранитов, соответствующие трем фазам становления. Дайковая фация представлена гранит-порфирами, фельзит-порфирами и вогезитами. Все породы имеют характерные неравномернозернистые и гранофировые структуры, присущие обычно малым гипабиссальным телам магматического генезиса.

Минеральный состав пород довольно однообразный. Преобладающим минералом является микроклин (до 70—90%), в различных количествах присутствуют плагиоклаз, кварц. Биотит не превышает 5%. Роговая обманка встречается намного реже. Количественно-минеральный состав пород, отраженный в координатах А—Q—Р, соответствует вариации адамеллит—кварцевый монцонит—кварцевый сиенит.

Породы комплекса содержат разнообразные акцессорные минералы: важнейшие из них приводятся в табл. 15. Главнейшая особенность по сравнению с девонскими лейкогранит-аляскитами заключается в повышенном содержании флюорита, апатита и циркона, пониженном титаносодержащих минералов.

По химическому составу породы шокаррагайского комплекса приближаются к типовому ряду кварцевый сиенит—граносиенит—гранит. В координатах диаграмм С—N—K и $og-ab-an$ они попадают в поля лейкогранит-аляскитов, но с видимым отклонением в сторону более высококалиевого состава. Породы наиболее богаты щелочами ($Na_2O+K_2O=9-11,5\%$) среди любых магматических образований Кокчетавского поднятия, причем содержание калия всего на 1—2% превышает содержание натрия при сравнительно низкой, негранитной кислотности ($SiO_2=61-67\%$) и пониженной основности. Такие лейкократовые высокощелочные типы магматических пород не должны быть продуктом только корового анатексиса. Предполагается в этом случае происхождение гранитоидных серий в результате синтексиса.

Для комплекса характерна редкометалльная металлогеническая специализация. С зонами окварцевания Еленовского массива связано одноименное редкометалльное рудопроявление. Собственные минеральные формы имеют ниобий, тантал, олово, вольфрам, молибден, циркон, золото. В южном экзоконтакте Еленовского массива со скарнами связано рудопроявление железа.

ОРЛИНОГОРСКИЙ (ЛОСЕВСКИЙ) КОМПЛЕКС ЛЕЙКОКРАТОВЫХ СУБЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Орлиногорский и Лосевский массивы лейкократовых и альбитовых гранитов были хорошо изучены с применением буровых работ уже в конце 50-х годов. Большой вклад в это дело внесен М. А. Абдулкабировой, Р. Д. Гаврилиным [6], Р. В. Масгутовым [74], Э. А. Северовым [113]. В 1963 г. В. И. Серых и Н. Я. Яценко предложили рассматривать лосевские альбитовые аляскиты в качестве самостоятельного

комплекса позднедевонского возраста. В настоящее же время одни исследователи считают лосевские граниты метасоматическими (О. П. Елисеева, Э. А. Северов, А. И. Ивлев), образовавшимися по биотитовым гранитам, другие доказывают магматическую их природу (М. А. Абдулкабирова, Р. А. Масгутов, В. И. Старов).

Орлиногорский массив расположен в центре Заградовского антиклинария, выполненного преимущественно отложениями рифея. Они метаморфизованы, превращены в амфиболиты и различные сланцы, которые на контактах с интрузивными ороговикованы, гранитизированы, инъецированы жилами кварца и гранита. Последние по составу идентичны гранитам главного, рядом находящегося массива лейкократовых субщелочных гранитов. Верхней возрастной геологической границы Орлиногорский массив не имеет. Цифры абсолютного возраста, полученные Л. В. Комлевым калий-аргоновым методом, имеют значения 282—312, 339—358, 367—390 млн. лет, свинцовым методом — 282—289 млн. лет. Более достоверными являются преобладающие даты в интервале 282—312 млн. лет, которые соответствуют пермскому возрасту. Близкие значения цифр возраста (254—268 млн. лет) свойственны и Карагайскому (Актасскому) массиву.

Лосевский шток полностью расположен в теле лейкократовых биотитовых гранитов, которые, по представлениям В. И. Серых, слагают более крупный Шемудинский массив балкашинского комплекса. Площадь обнаженной части Лосевского массива около 1 км². В плане он протягивается в северо-восточном направлении, в разрезе имеет пластообразную форму. Контактные поверхности волнисто-куполовидного характера, контакт лежащего бока на юге, юго-западе имеет пологое (15—20°) падение, на северо-западе крутое (60° и более). Местами отмечаются выступы основания залежи и останцы кровли, представленные неизменными лейкогранитами и аплитовидными породами.

Вдоль апикальной поверхности рассматриваемого пластообразного тела, на контакте его с вмещающими лейкогранитами, прослеживается маломощная (до 0,5—0,8 м) пегматитовая оторочка. Контакты пегматитовой оторочки с вмещающими лейкогранитами прямолинейные, резкие, а в сторону залежи альбитизированных пород ограничения пегматита неровные, с проникновением крупных блоков кварца и полевого шпата. В пределах пластообразного тела встречаются маломощные (до 0,2—0,3 м, в единичных случаях до 1,4—10 м), быстро выклинивающиеся и ветвящиеся жилообразные и линзовидные пегматитовые тела с резкими контактами. Из других жильных пород отмечены единичные маломощные дайки микродиабазов, лампрофиров и альбитовых аплитов.

Калий-аргоновые радиологические данные по биотиту крайне разноречивы, дают разброс цифр (370 ± 30 — 228 ± 10 млн. лет) от верхов девона до триаса. Возраст, полученный А. М. Федорищевым, Л. В. Комлевым уран-свинцовым изохронным методом, имеет значение 353 млн. лет.

Среднезернистые субщелочные биотитовые граниты почти полностью слагают Орлиногорский массив. Породы массивные, слегка порфировидные, имеют светло-серую и розоватую окраску, обнаруживают гранулитовую структуру вследствие развития ограненных и округлых зерен кварца, вдающегося в более крупные кристаллы калиевого полевого шпата.

Порфиroidные лейкограниты слагают небольшие пологозалегающие тела среди среднезернистых пород. Размеры вкрапленников кварца и полевого шпата достигают 1 см и резко выделяются на фоне мелкозернистой основной массы, которая может иметь гранулитовую, аллотриоморфнозернистую, а местами — микропегматитовую структуру.

В составе гранитов участвуют кварц, натриевый и калиевый полевые шпаты, биотит, в шлифах постоянно встречаются циркон, ильменит, флюорит. Характерная особенность пород любой структуры — это присутствие нескольких генераций одних и тех же минералов, что присуще в гранитах такого типа только субщелочным разновидностям. Типоморфными свойствами обладают калиевые полевые шпаты. Распространены грубые струйчатые пертиты, нарастающие в виде закономерных каемок-граней на крупные ксеноморфные зерна альбита и альбитолигоклаза, постепенно переходящего в струйчатый альбит внешних зон. Иногда альбитовые вроски, взаимно переплетаясь, срastaются с несколькими хлопьевидными пятнами альбита, расположенного внутри кристаллов пертита. Именно такая морфология срastания минералов всегда свидетельствует о ранней кристаллизации центров, которые в нашем случае были альбитовыми затравками кристаллизации в раннемагматическую стадию.

В орлиногорских гранитах не менее распространен таблитчатый **сдвойникованный альбит**. Величина зерен его от 0,1 до 1,5 мм. **Идиоморфные, слегка корродированные** зерна расположены внутри пертита, биотита, кварца или в межзерновом пространстве. Поверхность ограничения зерен альбита довольно четкая, не реакционная, что подтверждает морфологическую самостоятельность этой генерации альбита. Кроме того, в породах изредка наблюдается «прожилковый» альбит, залечивающий тончайшие нитевидные трещины в пертитах и даже в таблитчатом альбите. Состав альбита разных генераций колеблется в одних и тех же пределах — от №3 до №6. Биотит в гранитах обычно ксеноморфный, приспособливается к формам кварцита и пертита.

Необходимо заметить, что появление струйчатого пертита и различных генераций альбита не связано с локальными участками или зонами, а имеет площадной, рассеянный характер в пределах всего массива. Это, пожалуй, одно из главных доказательств магматического, или автотематасоматического, генезиса описанных минеральных парагенезисов орлиногорских субщелочных гранитов. Ниже приведен количественно-минеральный состав (%) гранитоидов Орлиногорского массива (по материалам В. М. Шульги).

Главная интрузивная фаза содержит кварца 26,3—35,4; плагиоклаза (№5—15) — 19—30, калишпата — 33—41; биотита — 3,6—4,1, акцессориев — 0,7—1,7; дополнительные фазы: кварца — 41,2, плагиоклаза — 12,1, калишпата — 41,3, биотита — 3 и акцессориев — 1,4.

Граниты по кварц-полевошпатовым соотношениям очень похожи на обычные лейкограниты балкашинского комплекса.

Лосевский массив сложен в основном порфиroidными гранитами с тонко- и мелкозернистой сахаровидной кварц-полевошпатовой основной массой и вкрапленниками кварца, калишпата. Породы имеют белый, розовато-серый, зеленовато-серый и желтовато-бурый цвет. Содержание главных породообразующих минералов таково (%): кварц — 28—32, альбит — 39—43, калишпат — 23—28, слюда — 1—3.

Калинатровый полевой шпат представлен высокоупорядоченным максимальным микроклином ($-2V=82-87^\circ$) с тонкой двойниковой решеткой, без грубых пертитов распада. Изредка, преимущественно в породах лежащего бока Лосевского массива, отмечается сильно измененный калишпат, имеющий реликтовую морфологию, с обильными пертитами распада, характерный для вмещающих лейкогранитов. Кварц образует сравнительно крупные (3—5, редко до 8—10 мм) округлые, удлинённые, эллипсоидные зерна, в незначительном количестве присутствует мелкозернистый, участвующий в сложении основной массы. Контакты кварцевых вкрапленников с микроклином большей частью равновесные, без признаков взаимозамещения. Вкрапленники повсеместно обнаруживают признаки пластических деформаций, характеризуются резко проявленным волнистым погасанием с образованием мозаичной внутренней структуры кварцевых индивидов, причем извилистые, сутурные субзерна мозаики вытянуты вдоль удлинения кварцевых зерен.

Альбит содержит от 2 до 10% анортитового компонента. Он развит в виде мелких (от 0,1—0,3 до 0,5 мм по удлинению) идиоморфных призматических или лейстовидных зерен с простыми и полисинтетическими двойниками. В отличие от микроклина и кварца признаков деформации не обнаруживает. Распределяется в породе неравномерно в виде пятен, струй, особенно интенсивно замещая микроклин. Очень часто развит вдоль зерен кварца и микроклина. Лейстовый альбит в кварце часто контролируется микротрещинками и другими элементами деформации. Можно видеть, как лейсты альбита пересекают границы зерен кварца и микроклина, замещая одновременно оба минерала. В лежащем боку пластообразной залежи Лосевского массива встречаются реликтовые призматические и таблитчатые кристаллы альбит-олигоклаза, которые корродируются микроклином, кварцем и лейстовым альбитом.

Темная слюда представлена протолитионитом, образующим чешуйки и пластинки размером 0,2—0,5 м, реже до 0,7—0,8 мм. Содержит включения акцессорных минералов, вокруг которых наблюдаются плеохроические дворики. Часто нацело замещается светлой слюдой, хлоритом и гематитом. Из других темноцветных минералов Р. Д. Гавриловым и П. В. Ковалем в акцессорных количествах отмечается рибекит.

Светлая слюда, замещающая протолитионит и образующая самостоятельные чешуйки и мелкочешуйчатые прожилки, представлена литиевым фентит-мусковитом до циннвальдита.

Процессы изменения вмещающих Лосевский массив лейкогранитов в очень узкой полосе экзоконтакта отмечаются многими исследователями. Наблюдается перекристаллизация первичного калишпата гранитов в микроклин, свободный от пертитовых вростков, и замещение пород лейстовым альбитом. Изучение в больших шлифах внешне резких контактов лейкогранитов и апогранитов показало, что между ними, хотя и в очень узкой зоне, имеются микроскопические постепенные переходы. По данным Р. В. Масгутова и др., пегматиты Лосевского массива интенсивно альбитизированы. По периферии крупных блоков микроклина и вдоль трещин катаклаза и спайности развивается мелкозернистый сахаровидный лейстовый альбит. Призмы альбита пегматитов обычно в 2—3 раза крупнее, чем мелкозернистых апогранитов.

Акцессорные минералы в отличие от таковых пород других комп-

лексов имеют большое видовое разнообразие и повышенное содержание редкоземельных минералов (см. табл. 15). В описываемых гранитах бурого циркона в 10—100—1000 раз больше, чем обычно магматического, что и отличает этот комплекс пород от сходных по внешним признакам аляскинтов балкашинского комплекса. По сравнению с нормальными гранитами зерендинского и золотоношского типов орлиногорские во много раз беднее апатитом, сфеном, лейкоксеном и пиритом.

Химические анализы пород свидетельствуют о значительной неравномерности распределения петрогенных компонентов. Так, содержание кремнезема меняется в пределах 66,52—79,36% (среднее 73,91%), глинозема — 10,81—20,08% (среднее 14,70%), Na_2O — 1,91—10,80% (среднее 5,71%), K_2O — 0,34—5,68% (среднее 3,54%). По данным семи анализов В. И. Серых содержание щелочей в лосевских гранитах почти равное (Na_2O = 4,65%, K_2O = 4,11%). Эта особенность химизма находится в соответствии с отмеченными выше особенностями минерального состава этих образований.

От вмещающих лейкогранитов и их жильных производных (аплитовидных гранитов) кварц-полевошпатовые породы отличаются существенно повышенным содержанием натрия при пониженном содержании кремнезема и полевошпатовой извести, что отражает процесс альбитизации. Вместе с тем в отдельных частных анализах отмечается высокое содержание K_2O (5,46—5,68% при содержании в гранитах 4,51—4,52%), указывающее на то, что стадия альбитизации сопровождалась привносом калия. В орлиногорских гранитах, одинаковых с лосевскими по содержанию кремнезема, наблюдается некоторое преобладание калия над натрием (K_2O = 4,57%, Na_2O = 3,70% по данным четырех анализов).

По соотношению трех компонентов — $\text{A}(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{F}(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{M}(\text{MgO})$ — орлиногорские и лосевские граниты очень сходны с аляскинтами балкашинского и карабулакского комплексов.

БЕРКУТИНСКИЙ ГРАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс представлен единственным известным в регионе Беркутинским массивом, расположенным в 5 км к северо-западу от описанного выше Боровского массива. Первые исследователи (П. Н. Кропоткин, В. С. Коптев-Дворников) считали Беркутинский массив сателлитом Боровского. Данные определений абсолютного возраста пород массива, полученные Л. В. Комлевым и др. в 1960 г., имели значения 258—285 млн. лет и поставили вопрос о пермском возрасте. В последней сводной работе сотрудников РИ АН СССР для ядерных гранитов массива приводятся значения возраста 224—247 млн. лет, близкие значения (227—240 млн. лет) имеют и лейкограниты кольца. На основе этих данных Л. В. Комлев с сотрудниками принимают для Беркутинского массива позднепермский возраст и связывают его образование с процессами позднегерцинской отраженной тектономагматической активизаций каледонид Северного Казахстана.

Граниты прорывают метаморфическую толщу зерендинской серии докембрия, на севере по разлому контактируют с терригенными породами среднего ордовика.

Для Беркутинского массива характерно отчетливое кольцевое строение. Центральная часть его сложена средне- и крупнозернистыми, обычно порфиroidными гранитами. Лейкократовые граниты краевого

кольца представлены мелко- и среднезернистыми, нередко порфиroidными разностями. Контакт краевых лейкогранитов с ядерными биотитовыми гранитами резкий, с зоной закалки. Лейкограниты слагают центральную часть массива в виде дугообразных даек длиной до 0,5—0,6 км и мощностью 10—15 м.

Тела аплитов в ядерных биотитовых гранитах имеют разнообразную ориентировку, небольшую мощность и крутое падение. Среди краевых лейкогранитов аплиты встречаются в виде крутых даек и маломощных (0,2—0,3 м) субгоризонтальных пластообразных залежей, соединенных вертикальными перемычками.

Ядерные граниты массива отвечают составу нормальных биотитовых гранитов (см. рис. 31). Сложены плагиоклазом (24—30% An), часто зональным, калишпатом (промежуточный триклинный ортоклаз) с содержанием пертитов распада 5—20%, кварцем, биотитом с железистостью 20—28% [29]. Структуры пород порфиroidных гранитовые.

Краевые граниты имеют состав лейкогранитов (табл. 33). Зональное строение кристаллов плагиоклаза (8—10% An) не характерно. Калишпат представлен промежуточным триклинным ортоклазом, содержание пертитов распада довольно высокое (20—25%) в порфиroidных выделениях и не превышает 5—10% в зернах основной массы. Микроструктура пород гранитовая, иногда панидиоморфнозернистая или микропегматитовая, характерны мирмекиты.

Т а б л и ц а 33. Средний химический состав гранитоидов Беркутинского массива, %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
<i>Главная интрузивная фаза</i>											
Гранит биотитовый	69,88	0,43	14,35	1,97	1,11	0,07	0,95	1,84	4,71	3,94	—
Аплит	72,06	0,27	13,91	0,31	2,49	0,02	0,39	0,69	3,94	4,54	0,10
<i>Фаза дополнительных интрузий</i>											
Лейкогранит	74,75	0,17	12,93	0,46	1,06	0,04	0,29	0,54	4,09	4,57	0,08
Аплит	76,61	0,08	12,54	0,42	0,89	0,01	0,15	0,51	3,35	5,22	0,06

Примечание. При расчете средних данных использованы анализы из работ О. Н. Елисеевой, А. И. Ивлева, А. М. Подольского, А. И. Семенова, А. А. Смылова, В. Т. Шульги.

Микроскопическое изучение контактов аплитовых даек показало наличие постепенных переходов этих пород во вмещающие граниты, выражающиеся в проникновении аплитового материала в интерстиции крупных зерен породообразующих минералов гранитов и замещении последних с преобразованием их в реликтовые вкрапленники порфиroidных гранитов.

Ядерные граниты массива имеют низкое содержание кремнезема (в среднем 69,88%), натрий в них преобладает над калием (см. табл. 33). Краевые лейкограниты отличаются повышенной концентрацией кремнекислоты, пониженным содержанием феррических компонен-

тов; соотношение щелочей в них обратное по сравнению с ядерными гранитами. Из радиогеохимических особенностей горных пород массива важно отметить накопление тория в поздних дифференциатах. По этому признаку беркутинские граниты принципиально отличаются от пород всех других гранитных комплексов Северного Казахстана.

Породы главной, интрузивной фазы (предельные граниты), занимающие главный объем массива и представленные биотитовыми гранитами, обладают низким содержанием кремнезема и отвечают производным высоководных коровых гранитных магм, по Д. С. Штейнбергу. Краевое кольцо массива по морфологии, характеру фациальных взаимоотношений с ядерными гранитами, петрографическим особенностям и химизму слагающих его пород обладает всеми признаками дополнительного интрузива.

Полученные материалы по петрографическим особенностям пород массива, определяющие их фациальный облик, свидетельствуют об условиях массива как мезоабиссальных.

КОЙТАССКИЙ КОМПЛЕКС ЛЕЙКОКРАТОВЫХ — СУЩЕЛОЧНЫХ — ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Петротипом койтасского комплекса является массив Большой Койтас, расположенный в северо-восточной части Ерментау-Ниязского антиклинария.

Массив прорывает докембрийские, кембрийские, ордовикские, средне- и верхнедевонские отложения и Санганасынский массив кыркудукского комплекса. Он окружен широкой полосой ороговикованных пород, во внутренней зоне ореола отвечающих пироксен-роговиковой фации. Многочисленные изотопные определения возраста пород массива показали значения 250—256 млн. лет, на основании чего принят пермский возраст. Массив в плане имеет форму овала (размер 27×19 км), вытянутого в меридиональном направлении. Материалы гравиразведки, полученные В. А. Боронаевым, свидетельствуют о крутом падении контактов в сторону вмещающих пород до глубины 5—6 км. Характерно наличие положительных магнитных аномалий кольцевой формы, фиксирующих эндо- и экзоконтактные зоны массива. Он сложен в основном средне- и крупнозернистыми, часто порфиroidными биотитовыми аляскитами. В зоне эндоконтакта (шириной до нескольких сотен метров) развиты породы краевой фации, представленные мелкозернистыми порфиroidными породами, на востоке и севере развита неполнокольцевая залежь рибекит-эгириновых аляскитов шириной до 2—4 км; на западе массива эти породы слагают отдельные разобщенные участки. В. М. Серегин в 1965 г. выделил щелочные аляскиты в более поздние самостоятельные интрузивные фазы. Наблюдения подтвердили данные Н. И. Евсеенко о том, что эти породы постепенно переходят в биотитовые аляскиты внутренней части массива, представляя собой краевую фацию главной интрузивной фазы.

Среди аляскитов массива широко распространены крупные и мелкие пластообразные тела мелкозернистых аплитовидных аляскитов, равномернозернистых и чаще порфиroidных. Мощность их достигает десятков метров, форма тел в плане неправильная, изометричная или заливообразная. Внутриинтрузивные залежи развиты в центральной

части массива, многие тяготеют к эндоконтактам массива. Пластообразные залежи аплитовидных аляскитов иногда обнаруживают постепенные переходы во вмещающие крупно- и среднезернистые аляскиты с шириной переходной зоны в несколько метров. Крутопадающие дайки аплитов и аплитовидных аляскитов часто сочленяются с пластообразными залежами и никогда не пересекают последние, что свидетельствует об их синхронности.

В южной оконечности массива развито приконтактовое пластообразное тело в виде дуги, сложенное аляскитовыми порфирами. Ближе к центру массива устанавливается пластообразное тело аляскит-порфиров, имеющих интрузивные контакты с биотитовыми аляскитами. Аляскитовые порфиры могут быть отнесены к дополнительному интрузиву.

Подчеркнем следующие особенности состава и структуры пород, определяющие их формационный облик: они представлены однополевошпатовыми разностями; полевой шпат является неупорядоченным ортоклазом с высоким содержанием альбитового компонента (до 55%), иногда — анортоклазом; характерны эвтектофировые структуры и структуры типа антирапакиви; биотитам пород присущи низкая общая железистость (28—32%), относительно высокая титанистость (4,0—5,6%) и марганцовистость (2,2—4,4%), повышенное содержание фтора; аксессуарные магнетиты отличаются высоким содержанием титана (0,95—1,26%) и марганца (0,31—0,84%) (см. табл. 30). Все эти признаки однозначно определяют гипабиссальные и приповерхностные условия образования пород массива.

Л. И. Симонова [114] считает темноцветные минералы рибекит-эгириновых аляскитов результатом наложенного щелочного метасоматоза, сопровождаемого альбитизацией пород. Изучение пород не подтвердило этого вывода. В породах, равно как и в биотитовых аляскитах, альбит представлен лишь пертитам распада в калишпате и каемках автоматоматического «друзового» альбита. Альбит с явными признаками наложенного метасоматического характера (пертиты замещения, «шахматный» альбит и т. д.) в рассматриваемых породах не установлен.

Аплитовидные аляскиты и аплиты обладают теми же особенностями состава, что и вмещающие их средне- и крупнозернистые породы, в частности, тем же составом темноцветных минералов. В контактах аплитовых тел можно наблюдать, что вначале в аляскитах появляется небольшое количество интерстиционного аплитовидного материала, который в виде коррозионных струй и потоков замещает крупные зерна минералов аляскитов и разобщает их, превращая в реликтовые вкрапленники. Эти факты позволяют предполагать, что аплитовые породы возникли в результате процессов перекристаллизации вмещающих аляскитов с уменьшением зернистости.

Постмагматические образования массива представлены редко встречающимися пегматитами, грейзенами и кварцевыми жилами. Среди жильных пород второго этапа отмечены гранит-порфиры, сиенит-порфиры, диорит-порфиры, образующие, по В. М. Серегину, дугообразный дайковый пояс, прослеживающийся от юго-западной части массива к его центру.

Геологическая позиция, возраст и состав массива Большой Койтас дают основание связывать его формирование с этапом позднегерцинской тектономагматической активизации позднекаледонских структур

восточной части Северного Казахстана и параллелизовать с алякитовыми массивами позднегерцинского возраста Джунгаро-Балхашской складчатой системы Центрального Казахстана.

Граниты массива отличаются высоким содержанием кремнекислоты и отвечают типу гиперсольвус-гранитов предельно низкой водонасыщенности, по Д. С. Штейнбергу (см. табл. 31). Фациальный облик пород отражает их гипабиссальные приповерхностные условия образования. Предполагаемая низкая водонасыщенность исходного магматического расплава и пониженное содержание в породах радиоактивных элементов отражают преобладание в Ерментау-Ниязском антиклинории сохранившихся остатков коры океанического типа.

БАЗАЛЬТ-ДОЛЕРИТ-ПИКРИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ (СТАВРОПОЛЬСКИЙ, БОЛЬШЕИЗЮМСКИЙ И БОЗШАСОРСКИЙ)

К данной формационной группе отнесены базальтоиды среднего течения р. Ишим, выделенные в ставропольский комплекс, кайнотипные пикриты, долериты и пикрит-долериты большеизюмского комплекса, впервые описанного Н. К. Адамяном, и дайки оливиновых базальтов и долеритов Ерментауского антиклинория.

Проявление базальтового магматизма ставропольского комплекса приурочено к узлам пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направления, ограничивающих горсты и грабены. Коренные выходы базальтоидов известны в среднем течении р. Ишим между пос. Ставропольский и Западный, а также в низовье р. Иманбурлук в 4 км западнее пос. Соколовка. Буровыми скважинами встречены кайнотипные базальтоиды в Узунколь-Куприяновском и Улыккольском грабенах. Эти породы впервые обнаружены Е. Д. Шлыгиным и П. Г. Корейшо в 1941 г. Возраст базальтов они приняли условно мезозойским. П. Ф. Емельяненко и С. А. Несмеянов [30] ишимские базальты описали как силлы, состоящие из нескольких пачек, реже штоков и даек. Возраст ишимских базальтов они считали поздней пермью — средним триасом.

Оливиновые долериты прослеживаются по обоим берегам р. Ишим в виде четырех разобщенных участков. Три выхода долеритов известны севернее бывших поселков Акшиганак и Тамбовка. Долериты слагают скалистые обрывы, цокольные скульптурные террасы, реже в виде небольших порогов перегораживают русло реки. Вмещающими породами кайнозойских долеритов служат ордовикские зеленокаменные порфириды, условно поздне триасовые конгломераты и ранне неогеновые красноцветные песчано-глинистые отложения. С условно поздне триасовыми и ранне неогеновыми породами долериты имеют активные (рвущие) контакты (рис. 32).

В песчано-глинистых отложениях обнаружены и определены микрофауна и спорово-пыльцевые спектры. О. Н. Кондрашкиной определены переотложенные остракоды, характерные для морских палеогеновых отложений Мангышлака и Кызылкумов. Были встречены остракоды, относящиеся к пресноводной фауне миоцена.

Н. Г. Ашимовой выделен спорово-пыльцевой спектр. Выявлена также пыльца покрытосеменных, характерная для палеогена.

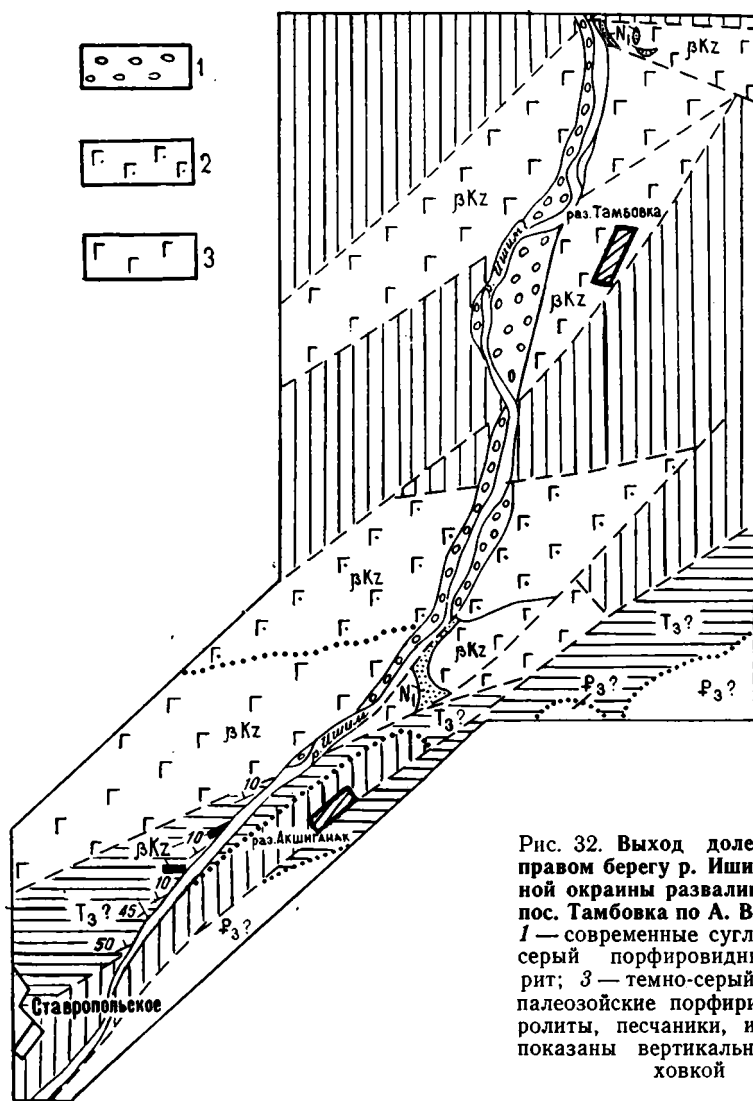


Рис. 32. Выход долеритов на правом берегу р. Ишим у северной окраины развалин бывшего пос. Тамбовка по А. В. Леонову. 1 — современные суглинки; 2 — серый порфировидный долерит; 3 — темно-серый долерит; палеозойские порфириты, алевриты, песчаники, известняки показаны вертикальной штриховкой

Обнаруженная впервые в красноцветных отложениях пресноводная миоценовая и морская переотложенная палеогеновая фауна позволяет утверждать, что породы, относимые ранее к среднему — верхнему девону, являются нижнеэоценовыми.

Долериты участка Акшиганак I слагают лакколит с овальной куполовидной вершиной, северо-западное крыло которого полого (10—20°) контактирует с миоценовыми красноцветами, а юго-восточное срезано разломом северо-восточного (55—70°) простирания (см. рис. 32). Здесь долериты по разлому контактируют с красноцветными отложениями позднего триаса. Породы в зоне дробления милонитизированы до песчано-глинистого материала бурой окраски. Дайки долеритов пересе-

кают эти отложения. Долериты в кровле на контакте с красноцветными песчано-глинистыми отложениями миоцена имеют миндалекаменные текстуры.

Долериты на участке Акшиганак II слагают силл, который от таковых других участков отличается простым строением. Породы прослеживаются вдоль берега на 1 000 м шириной 250—300 м, мощностью от 2,5 до 7 м. Подошва силла залегает на красноцветных песчано-глинистых отложениях миоцена. Подстилающие бурые комковатые аргиллиты на контакте с силлом освещаются до красноватого цвета, образуя зону закалки от 10 до 20 см, а долериты переходят в зеленовато-серые и серые глины. Мощность измененных пород не превышает 5—10 см.

Интрузия Акшиганак III расположена в 30—40 м северо-западнее Акшиганака II. Породы ее от двух предыдущих отличаются порфирированной структурой. В порфирированных выделениях четко выражены лейсты плагиоклаза и зерна идидингситизированного оливина. С севера порфирированных оливиновые долериты по разному контактируют с эффузивами ордовика. Те и другие породы сильно раздроблены, обохрены и пронизаны кварц-карбонатными прожилками. Южный контакт с красноцветной толщей миоцена неровный, заливообразный, с углом падения 20°. Глинистые породы осветлены. Долериты на контакте (в кровле) переходят в бурые вязкие жирные монтмориллонитовые глины, а ниже — в трухлявые миндалекаменные разности.

Интрузия Акшиганака III имеет сложное строение. В основании обрыва (от уреза воды вверх) выходят: массивные плотные темно-серые порфирированные долериты мощностью 2,5—3 м. Выше они постепенно переходят в зеленоватые разности (1,5—2 м), затем снова идут темно-серые долериты (1,5—2 м), в средней части появляются линейные, петлеобразные и неправильной формы бурые гиалобазальты (0,5—1 м). Контакты между ними постепенные. Выше обнажаются буровато-лиловые долериты с постепенным переходом в темно-серые породы. Общая мощность их 3—5 м. Они сменяются зеленоватыми трухлявыми миндалекаменными долеритами (2—3 м). Далее залегает горизонт бурых гиалобазальтов клиновидной формы с заливообразными и петлеобразными заворотами в кровле. Контакт резкий, подчеркивается внешней стекловатой зоной закалки черного цвета мощностью 2—3 см. В вышележащих миндалекаменных темно-серых долеритах также видна зона закалки, но уже темно-бурого цвета шириной 1,5—2 см. От этой зоны отходят трубчатые (коралловидные) вертикальные кальцитовые миндалины длиной от 2 до 10 см. Выше зоны закалки преобладают миндалины округлой, грушевидной и неправильной формы размером 3—5 см. Кроме того, встречаются линзовидные гнезда, жеоды размером 10—15×5—6 см и линейные карбонатные прожилки. Гнезда и жеоды выполнены кальцитом, халцедоном и друзами кварца.

На Тамбовском участке оливиновые трахидолериты прослеживаются, начиная от южной окраины бывшего пос. Тамбовка вниз по течению, вдоль обоих берегов Ишима около 2 км, слагая скульптурные террасы (см. рис. 32).

К. Жунусовым и Б. О. Кашкимбаевым при проведении поисково-съёмочных работ картировочными скважинами долериты обнаружены на левом и правом берегах р. Ишим в виде полосы, протягивающейся

с юго-запада на северо-восток к оз. Улыколь до 16 км. Мощность долеритов колеблется от 3—5 до 12—15 м. На юге контакт с вмещающими породами перекрыт чехлом современных осадков. На правом берегу р. Ишим северный контакт с ордовикскими порфиритами осложнен северо-восточным разломом. Мощность зоны дробления около 15 м.

Кроме рассмотренных выходов следует отметить небольшие дайки, секущие песчано-конгломератовую пачку условного позднего триаса, в левобережье р. Ишим, севернее пос. Ставропольского. Дайки, представляющие собой апофизы от основного массива, прослеживаются на 100—120 м и далее выклиниваются. Конгломераты на контакте обретают бурю окраску на ширину 0,5—1 м.

Участок Улыколь является северо-восточным продолжением выхода тамбовских долеритов. Здесь Б. О. Кашкимбаевым и А. Б. Жанбакиевым выделены кайнотипные базальты. Они выполняют разрозненные понижения в рельефе палеозойского фундамента, залегая непосредственно на породах нерасчлененного девона — карбона и раннего карбона. В крайних частях мощность базальтоидов достигает 5 м, в центральных — более 200 м. Представлены они базальтами и долеритами, которые по внешнему облику не отличаются друг от друга.

К. Жунусов, по данным картировочного бурения, в Узунколь-Куприяновском (Ашанинском) грабене выделил кайнотипные базальты мощностью 10—15 м в краевой и до 200 м в центральной частях. Базальты имеют резкие, секущие контакты с позднедевонскими, раннекаменноугольными осадками и перекрываются триас-юрскими отложениями. Базальты представлены темно-зелеными, темно-серыми и бурыми разновидностями массивной и миндалекаменной текстуры. Возраст базальтов, по аналогии с тургайскими, принят раннетриасовым.

М. В. Бунина [18] указывает, что в западном борту Иманбурлукского грабена имеются выходы кайнотипных базальтов. Нами прослежены кайнотипные базальты на правом берегу р. Иманбурлук, являющиеся северо-восточным продолжением первого выхода. Резко несогласное положение долеритов к простиранию конгломератовой толщи позволяет предположить существование интрузивного контакта. Восточный контакт закрыт мощным чехлом современных образований.

Афировые долериты слагают цокольную террасу протяженностью 200—250 м, высотой около 20—25 м. Долериты на контакте с глинами образуют пузыристую текстуру.

Большеизюмский комплекс, представленный дайкообразными телами пикритов и оливиновых долеритов, развит в зоне сочленения Заградовского поднятия с Азатским прогибом. Он приурочен к субширотной Обуховской зоне разломов, которая на востоке дает ответвление от Караозека на Большой Изюм. Дайкообразный пояс протягивается на 90 км от аула Каракамыс через Караозек до деревни Минеевка. В районе пос. Большой Изюм, Ивангород и Красноармейск Н. Х. Адамьяном в породах среднего — верхнего ордовика были встречены секущие тела в виде даек, вытянутых в широтном направлении. По магнитным аномалиям (до 1600 гамм) размеры контуров не превышают $0,5 \times 0,7$ км, $0,5 \times 1,5$ км. Сближенные вытянутые тела на этом участке прослеживаются до 15 км.

Детальное геолого-петрографическое изучение кайнозойских базальтоидов Северного Казахстана показало, что проявление этого маг-

матизма представлено только субвулканической фацией с образованием лакколитов, силлов, даек и штоков. С учетом особенностей петрографического состава, структуры и микроструктуры выделены следующие разновидности кайнотипных магматических пород: оливинные трахидолериты, порфиroidные оливинные трахидолериты, афировые оливинные трахидолериты, пикриты и долериты, гиалобазальты.

Наиболее общим и характерным для всех разновидностей пород является их свежий кайнотипный облик и исключительная сохранность породообразующих минералов, главным образом пироксена и плагиоклаза.

Оливинные трахидолериты наиболее распространены. Макроскопически это темно-серые, черные породы массивной, реже миндалекаменной текстуры. Миндалекаменные разности отмечаются в кровле и подошве силлов и в кровле центральной части лакколита. В разрезе силлов наблюдается чередование темно-серых массивных и бурых миндалекаменных трахидолеритов. В наиболее полных разрезах выделяются два горизонта миндалекаменных трахидолеритов, переходы между которыми постепенные. Количество миндалин в разновидностях варьирует от 5—10 до 45—50% от всего объема породы. Размер миндалин от 1—8 мм до 1—2 см. Они выполнены карбонатом, хлоритом, реже цеолитами. Порфиroidные выделения в трахидолеритах принадлежат оливину, замещенному идингситом, боулингитом. Содержание минералов в оливинных трахидолеритах таково (%): плагиоклаз — 30—40, пироксен — 20—30, оливин — 10—25, хлорит — 5—15, карбонат — 1—10, цеолиты — 0—15, щелочной полевой шпат — 3—5, стекло — 1—5, палагонит — 0,5—3, биотит — 1—3, рудный — 3—5, апатит — 0,5—1.

Порфиroidные оливинные трахидолериты образуют чередующиеся горизонты темно-серых массивных бурых миндалекаменных и зеленоватых разностей. В основании горизонта темно-серых массивных долеритов на границе с миндалекаменными отмечаются 10—15-см зоны с обилием струйчатых миндалин. Количество миндалин в миндалекаменных разностях достигает 50% от объема породы. Миндалины имеют округлую, эллипсоидальную, струйчатую форму, размер их колеблется от 1 мм до 3 см. Кроме того, отмечаются гнезда, линзочки размером до 15 см. Миндалины заполнены карбонатом, кварцем, халцедоном, хлоритом, цеолитами. В крупных газовых полостях по стенкам развиваются кристаллики кварца и кальцита, образуя жеоды. Помимо миндалин, в долеритах широко развиты карбонатные прожилки беспорядочной ориентировки мощностью до 2—3 см.

Макроскопически порфиroidные оливинные трахидолериты отличаются от обычных трахидолеритов преобладанием во вкрапленниках крупных, хорошо заметных невооруженным глазом лейст плагиоклаза.

Минеральный состав порфиroidных оливинных трахидолеритов следующий (%): плагиоклаз — 40, пироксен — 15—20, оливин — 10—15, стекло — 5—25, цеолиты — 5—15, щелочной полевой шпат — 3—5, карбонат — 5—15, хлорит — 3—5, биотит — 1—2, рудный — 3—5, апатит — 1—2.

Для порфиroidных оливинных трахидолеритов в отличие от других разновидностей характерно присутствие во вкрапленниках крупных лейст плагиоклаза в количестве 15—25%, а в отдельных образцах до 35%, значительное увеличение их в составе стекла и широкое про-

явление процесса опацификации. Минеральный состав афировых трахидолеритов (%): плагиоклаз — 30—35, пироксен — 15—20, оливин — 10—15, стекло — 20—30, цеолиты — 3, палагонит — 1—3, хлорит — 3, биотит — 1—1,5, рудный — 3—5, апатит — 1—1,5.

Пикриты — порфиридные породы, состоящие из крупных (3—5 мм) зерен оливина (60—70%), полностью замещенных тальк-серпентиновым агрегатом. Редко сохраняются реликты оливина, не замещенного псевдоморфозами. Все пространство между псевдоморфозами оливина занято агрегатами более мелких зерен амфиболитизированного моноклинного пироксена и бурого амфибола, среди которых отмечаются редкие зерна титаномагнетита, таблички сосюритизированного плагиоклаза (№ 60), листочки биотита. Наряду с оливином во вкрапленниках присутствуют отдельные кристаллы моноклинного пироксена (титан-авгита), обладающего явно выраженным зональным погасанием.

Долериты имеют порфиридную структуру. Вкрапленники представлены крупными зернами с шестигранными сечениями серпентинтальных псевдоморфоз по оливину (10—30%).

Основная масса породы имеет долеритовую структуру, сложена листовидными кристаллами сосюритизированного плагиоклаза (№ 58—60), промежутки между которыми выполнены мелкими (0,1—0,2 мм) зернами буроватого моноклинного пироксена; последний часто образует пойкилитовые вроски внутри табличек плагиоклаза. Встречаются отдельные пластинки биотита, рудного минерала и красно-бурого амфибола.

Гиалобазальты имеют следующий минеральный состав (%): стекло — 42—50, плагиоклаз — 40—45, оливин — 5—10, вторичные минералы — карбонат-цеолиты, боулингит, идингсит, серпентин, хлорит, халцедон, гидроокислы железа. Структура гиалобазальтов порфиридная. Порфиридные выделения в гиалобазальтах представлены плагиоклазом (20—25%) и оливином (3—5%).

Основная масса гиалобазитовая. Микролиты плагиоклаза и немногочисленные зерна оливина погружены в непрозрачно-бурый стекловато-железистый базис. Оливин замещен идингситом, боулингитом. Размер зерен оливина 0,1—0,4 мм. Опацификация или захватывает все зерна оливина, или проявляется в виде каемок по краям зерен. Общее содержание оливина в гиалобазальтах 3—7, редко 10%. Основными компонентами являются стекло и плагиоклаз. В гиалобазальтах наряду с крупными миндалинами, выполненными карбонатами и халцедоном, широко развиты мелкие неправильной формы пустоты, заполненные цеолитами и карбонатом. Цеолиты розоватые, образуют тонкозернистые лучистые сферолитоподобные агрегаты.

Химические анализы всех разновидностей пород выполнены в химической лаборатории ИГН (табл. 34, аналитик Е. Н. Горлова).

Базальтоиды относятся к 4 и 5-му классам — насыщенным и слабо насыщенным кремнием пород. По расположению векторов на диаграмме очень хорошо видно, что более близкими между собой являются оливиновые трахидолериты силлов Акшиганак II, Тамбовка и порфиридные трахидолериты силла Акшиганак III. Оливиновые трахидолериты лакколита Акшиганак I отличаются несколько меньшим содержанием щелочей и увеличением роли темноцветных компонентов (рис. 33).

Векторы афировых оливиновых трахидолеритов подняты по оси *b*

Таблица 34. Средний химический

Комплекс	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Ставропольский	8	46,05	1,39	15,50	6,55	4,69	0,17
»	12	46,96	1,52	16,30	6,17	4,63	0,19
»	7	46,28	1,51	16,24	8,89	2,54	0,17
»	19	45,58	1,83	16,17	9,18	2,24	0,17
»	1	45,16	1,64	16,50	7,74	3,02	0,32
»	2	50,97	2,38	15,66	9,69	2,42	0,15
»	2	52,70	2,00	15,89	7,36	2,56	0,12
Большензюмский	3	47,29	0,78	14,42	5,25	9,18	0,17
»	3	44,70	1,62	9,60	3,17	8,58	0,17
Бозшасорский	16	53,83	1,02	16,14	3,39	5,64	0,14

ближе к вершине, что объясняется увеличением в составе этих пород кремнезема. По химизму эти породы близки к кварцевым базальтам по Р. Дели, хотя и имеются небольшие отклонения, главным образом, в содержании щелочей, а для афировых трахидолеритов и железа.

Векторы всех базальтоидов занимают промежуточное положение между базальтовыми оливиновыми долеритами и оливиновыми трахидолеритами Прибайкалья, которые И. В. Беловым [11] отнесены соответственно к породам известково-щелочной и щелочно-известковой серии. Кроме того, они также хорошо сопоставляются с оливиновыми трахидолеритами Восточного Тянь-Шаня. Сумма щелочей в изученных породах составляет 5%. Все это позволяет отнести кайнотипные базальтоиды Северного Казахстана к слабощелочной серии и к названию всех пород добавить приставку «трахи».

Таблица 35. Химический состав оливиновых базальтов и долеритов бозшасорского комплекса, %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	П. п. п.	Σ
1	51,84	1,43	15,56	2,93	8,08	0,14	5,10	7,69	3,20	1,06	0,87	0,13	2,96	100,99
2	61,42	2,00	17,64	11,65	0,43	0,02	—	—	0,05	0,33	0,05	0,46	5,69	99,74
3	56,54	1,08	14,04	6,11	3,76	0,14	4,30	6,20	2,20	3,32	0,46	0,84	0,36	99,35
4	56,56	1,28	17,38	5,27	2,06	0,12	3,25	7,19	4,06	2,11	0,66	0,14	0,61	100,69
5	51,42	1,92	15,49	5,58	4,49	0,19	3,54	8,58	3,30	1,36	0,69	0,75	2,43	99,74

Примечание. 1 — оливиновый долерит (севернее оз. Тенгиз); 2 — окварцованный порфирит из жерловины (севернее оз. Кобейтуз); 3 — базальт; 4 — то же (севернее оз. Тенгиз); 5 — то же («Черная Мазарка»).

По химической классификации Д. С. Штейнберга [126] базальтоиды включены в наиболее распространенную группу известково-щелочных пород, в пределах которой по величине анортитового числа они могут быть отнесены к подгруппе щелочных пород.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	П. п. п.	Σ
7,80	8,98	2,80	0,88	0,57	1,39	3,18	99,95
6,23	9,38	3,31	1,45	0,79	0,93	2,32	100,18
4,73	9,46	3,04	1,58	0,80	1,65	3,72	100,61
5,58	8,72	3,05	1,25	0,96	1,93	4,07	100,73
6,66	6,55	3,25	2,20	1,28	1,80	4,59	100,71
2,70	8,00	3,25	1,40	0,87	1,08	1,76	100,33
2,71	7,10	3,35	1,93	0,74	1,00	2,37	99,83
7,21	11,85	3,93	—	—	—	0,59	100,67
16,00	7,91	1,48	0,43	—	0,33	5,14	99,37
5,83	7,73	3,07	1,18	0,55	0,37	1,94	100,83

Бозшасорский комплекс. На территории Ерментауского антиклинария в районе оз. Тенгиз и Бозшасор среди вулканитов основного, среднего и кислого состава встречена серия даек оливиновых базальтов и оливиновых долеритов, явно секущих указанные эффузивы. Преимущественное направление даек северо-восточное, реже близширотное. Мощность даек варьирует от нескольких до сотен метров при протяженности от 100—200 до 1500—2000 м (рис. 34).

Среди дайковых пород выделяются оливиновые долериты и оливиновые базальты, а также их измененные разновидности. Оливиновые долериты слагают центральные части даек и неправильных тел. Они состоят из плагиоклаза (40%), авгита (35%), оливина (10—15%), в интерстициях из хлорита (5%), стекла (5—10%), рудного (3%), апатита (1%). Структура пород порфировая. В порфировых выделениях — плагиоклаза 5—10% и боулингитовых псевдоморфоз по оливину — 5—7%. Структура основной массы пойкилофитовая, долеритовая. По минеральному составу, микроструктуре, степени раскristаллизации эти породы близки к кайнозойским трахидолеритам Пришимья.

Контаминированные долериты и базальты слагают эндоконтактные части даек и неправильных тел, а также целиком маломощные (0,5—2,5 м) дайки. Внешне это темно-серые породы миндалекаменной, реже массивной и пузыристой текстуры. Различия между ними устанавливаются только под микроскопом, по минеральному составу и структуре. Долериты содержат вкрапленники оливина, ксеноморфного кварца и плагиоклаза размером 0,2×0,6×1 мм, 1,5×2,5 мм. Нередко ксеноморфный кварц окружен каймой, состоящей из пироксена, стекла и хлорита. Оливин представлен полными боулингитовыми псевдоморфозами. Иногда по нему развивается хлорит. Опацитовые каемки по краям зерен редки. Содержание оливина в порфировых выделениях 2—7%.

Основная масса контаминированных долеритов имеет долеритовую, интерсергальную структуру и состоит из пироксенов, соответствующих бронзиту и авгиту. Пироксены, как и плагиоклаз, свежие, без следов

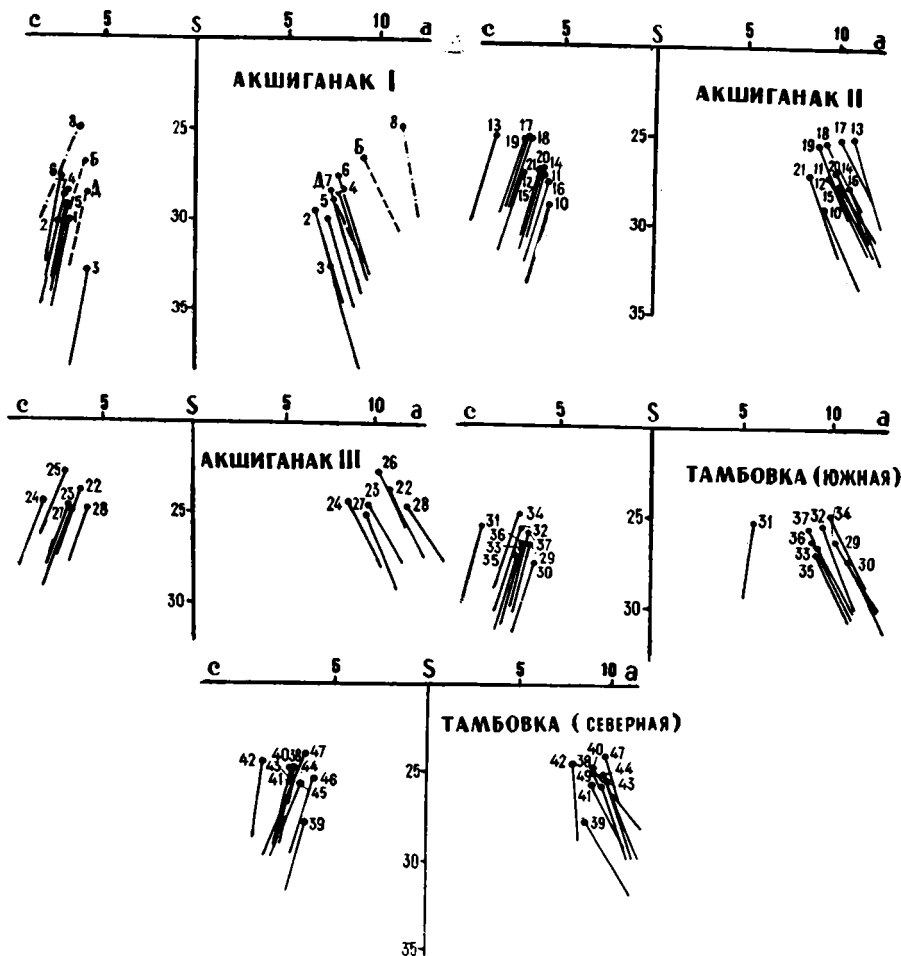


Рис. 33. Диаграмма химических составов кайнотипных базальтоидов по А. В. Леонову

вторичного изменения. Стекло слегка буроватое, коричневатое, разлагается с выделением тончайшего рудного агрегата. Содержание его колеблется от 5 до 10%.

Контаминированные базальты, являясь образованиями эндоконтактных зон и зон закалки, отличаются от контаминированных долеритов полным отсутствием оливина и увеличением количества стекла до 30—35%. В порфировых выделениях наряду с ксеноморфным кварцем и плагиоклазом возрастает содержание ромбического пироксена до 5%.

Породы эффузивной фации развиты севернее оз. Кобейтуз. Они рассматриваются как комагматы даек кайнотипных оливиновых долеритов, развитых севернее оз. Тенгиз, поскольку представлены сильно окварцованными, но внешне свежими туфами и в жерловинах — порфиритами (табл. 35).

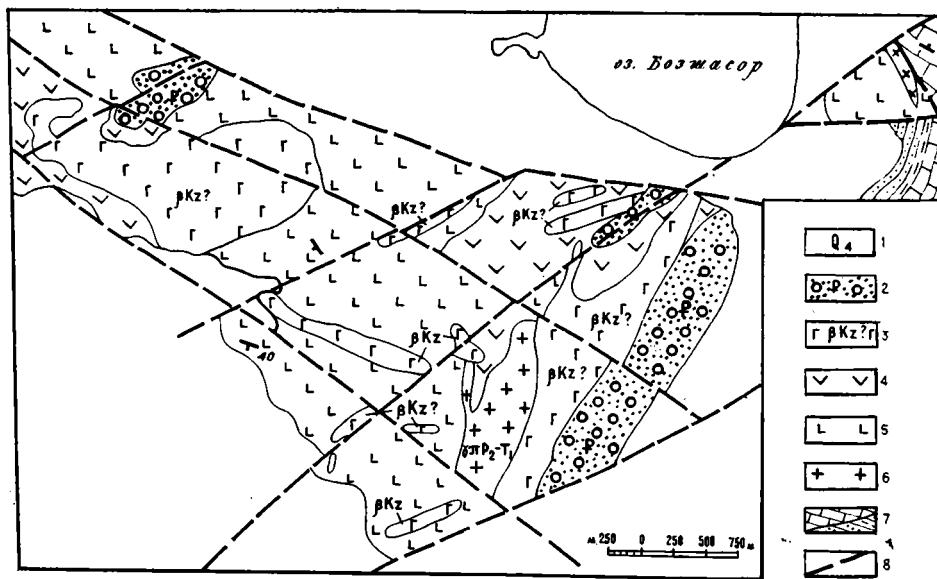


Рис. 34. Геологическая схема участка Бозшасор. Составил А. В. Леонов, 1981 г.
 1 — четвертичные отложения; 2 — палеогеновые конгломераты; 3 — кайнозойские оливиновые долериты; 4 — кислые эффузивы; 5 — основные эффузивы; 6 — лейкограниты; 7 — известняки, песчаники, алевролиты карбона; 8 — разломы

Жерловины имеют небольшие (150×100 , 50×100 м) размеры, ориентированные длинными осями на север, северо-запад. Они сложены измененными пористыми порфиритами, первоначальный состав и структуру которых из-за наложенного окварцевания восстановить под микроскопом весьма трудно. Тем не менее породы состоят, без учета окварцевания, из плагиоклаза, оливина, бурого стекла и рудных минералов. Последний также выполняет округлые и овальные газовые пузыри и широко развит в основной массе. Минеральный состав лав, цементирующих обломки в эруптивных брекчиях и агломератовых туфах, аналогичен порфиритам, выполняющим жерловины.

В целом можно сказать, что кайнотипные базальтоиды Северного Казахстана по минеральному и химическому составу близки породам кайнозойской трахибазальтовой формации Восточного Тянь-Шаня и Прибайкалья, проявление которой тесно связано с новейшей активизацией Центрально-Азиатского пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новейшие региональные геологические и экспериментальные данные по вопросам развития Земли эволюцию ее недр и магматизм коры тесно связывают с дегазацией и дегидратацией вещества Земли на протяжении всего ее существования, проявленных наиболее резко и в полном объеме на ранних этапах ее развития, когда Земля сформировала свои геосферы, атмосферу и гидросферу.

В геолого-теоретических обобщениях по ранней истории Земли констатируется основное фактическое соотношение континентальной коры архей-протерозойских периодов Земли с континентальной корой, сформировавшейся в фанерозое, как 10:1. Это неопровержимо указывает на огромные масштабы и объемы раннего магматизма Земли и, как следствие, — на большую дифференциацию мантии под континентами.

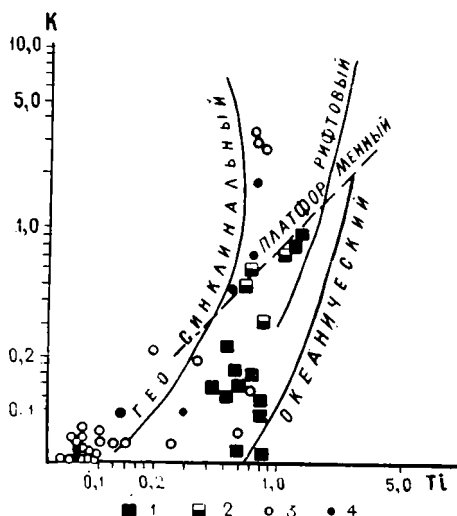
Можно только предполагать последовательность геотектонических обстановок ранней истории в общем для Земли, а тем более для конкретного ее сегмента, каковым является Северный Казахстан. Согласно геологическим и экспериментальным данным, это были периоды планетарных процессов: общая дифференциация мантии планеты, связанная непосредственно с дегазацией ее недр и формированием геосфер, появление первичной коматитовой оболочки, разгрузка глубинных массоэнергетических напряжений РТ условий в отдельных секторах (типа «солнечных пятен») и, как следствие, возникновение непрерывно усложняющейся гетерогенности базитовой корочки по вертикали и латерали, флюидно-газового потенциала недр (метасоматоза) и формирование первичного рельефа поверхности — магматических агломератов протокоры, ее обрастание снизу и сверху контрастными и полностью дифференцированными интрузиями и экструзиями и снова наложение метаматматических процессов по вертикали и латерали.

Названные выше теоретические предположения подкрепляются в какой-то мере тем, что в Северном Казахстане установлены породы с возрастом 2,6—3,6 млрд. лет; это эколгиты, перидотиты, габбро, магматический генезис которых признается многими исследователями. Комплекс этих пород, сохранившихся в виде метаморфизованных тел, можно рассматривать как первичные продукты пиролита (рис. 35). Такая петрогенетическая ассоциация возможна только на ранних стадиях развития Земли, и, следовательно, ее присутствие в современном геологи-

ческом плане предпочтительнее или в ядерных зонах платформ в виде трубок взрыва вместе с кимберлитами, или в метабазитах зеленокаменных поясов. Именно в подобных поясах, примером которых может быть Сулутобинская и ряд других зон Северного Казахстана, обнаружены признаки многократной активизации магматизма, метаморфизма и гидрофлюидного метасоматоза. Щелочность как надежный индикатор вертикальных сквозных короно-мантийных систем разгрузки недр Земли свидетельствует о сильной переработке древнейших ультрамафитов — мафитов вплоть до образования полиминеральных фаций гранулитов и анатектитов. Видимо, с этими процессами связано также появление протерозойской серии магматических комплексов сложного состава:

Рис. 35. Петрохимические тренды офиолитов и мафитов Кокчетав-Шатской зоны по В. И. Старову.

1 — эклогиты, 2 — габбро и амфиболиты кумдыкольского комплекса; 3 — дуниты, гарцбургиты щучинского комплекса; 4 — верлиты, лерцолиты габбро златогорского комплекса. Точки составов даны по материалам М. А. Абдулкабировой, А. Г. Бурдынюк. Сплошными линиями обозначены тренды типовых серий базальтонов



мигматит-гранитов, трахибазальт-трахиандезит-трахириолитов, которые превратились в сложные комплексы гранитогнейсов, порфиroidов и порфиритонидов. Все они представлены минералогически и петрохимически высокоглиноземистыми сериями пород, имеющими, как правило, генетическую связь с мантийным магматизмом.

Материалы по стратиграфии и магматизму однозначно указывают на то, что описываемая территория уже в докембрии имела гравитационно-нескомпенсированную меланократовую протокуру (рис. 36). Это была неоднородная структура с разными магмотектоническими режимами формирования и консолидации сопряженных в пространстве блоков Земли. В связи с этим только на востоке района в Ерментау-Селетинской зоне установлено присутствие меланократовой коры океанического типа венд-кембрийского возраста. Видимо, с этим временем следует связывать первую деструктивную тектоническую активизацию и заложение рифтоподобных зон на протокуре Казахстана. Особенно этот процесс усилился в связи с салаирским тектоническим этапом, когда произошла смена широтных направлений на субмеридиональные по причине восточного (юго-восточного) одностороннего горизонтального стресса, связанного с движением Восточно-Сибирского

протоконтинента на юго-запад (в теоретической литературе отмечается «западный дрейф» всех континентов).

Ранние фазы салаирского тектогенеза (нижний — средний кембрий) проявились интенсивным фрагментарно-горизонтальным взламыванием прото- и океанической коры, ее макробудинажем, макро- и микромеланжированием ее субстрата в зонах надвигообразования.

Вдоль региональных впадинных разломов произошло становление интрузий ультрамафитов — мафитов щучинского, урумбайского и кызылкояндинского комплексов. В пределах устойчивых, малоподвижных блоков, таких, как Кокчетавская глыба, были более благоприятные условия дифференциации мантийного вещества и анатексиса, что обусловило появление расслоенных и щелочных ультрамафитов золотогорского и красномайского комплексов. В среднем — верхнем кембрии продолжалась тектономорфологическая дифференциация гетерогенного североказахстанского рельефа с формированием дугообразных северо-западных и субширотных гребневых возвышенностей, служащих остовами рифогенных — известняковых островов-гайотов.

Пространственное нахождение базальтоидов братолюбовского и гаршинского комплексов во многих случаях отражает специфику тектоники и магматизма уже кембро-ордовикского этапа (рис. 37). Гравитационная нескомпенсированность возникшего тектонического рельефа океанического дна и микроконтинентов повлекла за собой начало ордовикского магматизма; он проявляется вдоль возникшей сетки север-северо-западных разломов, трассировавших основные границы гребневых возвышенностей, которые активизировались в салаирский тектогенез, подновились и оформились в самостоятельные сдвиговые блоковые субмеридиональные зоны. Именно вдоль этих структур, с западного и восточного бортов Кокчетавской глыбы, формировались линейные зоны излияния андезито-базальтов каргалинской и сагской серий, а также пояса плутонов габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

Рис. 36. Модель структурных элементов ранней тектоники Казахстана — PR₁—PZ₁.
1 — РП — Русская платформа, ТП — Таримская платформа, СП — Сибирская платформа: архей-раннепротерозойские «рамы» Центрально-Азиатского «протоокеана»; 2 — реликты овиодов раннепротерозойских зеленокаменных поясов; 3 — шовно-депрессивная краевая зона Русской платформы (граница «континент — океан»); а — внутренний (раннепротерозойский) край платформы, б — дорифейский континентальный склон (шельф) «палеоокеана» в Северном Казахстане, в — рифей-раннепалеозойский континентальный склон, Севастопольский (С) и Каратауский (К) разломы (западная граница Казахстанского сегмента осевой зоны Центрально-Азиатского палеоокеана); 4 — рифей-палеозойская восточная периферия Кызылкумского горст-блока древней океанической коры — океанического поднятия, западнее — кавказский сегмент Центрально-Азиатского протоокеана; 5 — Тектурмасская рифей-раннепалеозойская спринговая зона палеоокеана, срединно-океанический хребет (а), субпараллельные линейные элементы древних широтных напряжений (б); 6 — трансформные разломы (а), гипербазиты трансформных разломов (б); 7 — салаирские океанические надвиги, ϵ_1 — ϵ_2 (а), обдукция Сибирского континента на океан (б). Палеосхемы: 8 — раннеокеаническое ложе — метацоколь (а), зрелая океаническая плита — мафитовые и метаморфические комплексы (б), осадки — третий океанический слой — на плите — яшмодиабазы (в); 9 — ядра допалеозойской континентальной коры в узлах разломов и на склонах СОХ; 10 — ордовикские приразломные горст-антиклинории, обнажающие фрагменты салаирских офиолитовых надвигов, и приуроченные к ним ранние диорит-гранодиоритовые интрузии ордовика; 11 — среднепалеозойская континентальная (переходный тип) кора (а), девонские вулканические пояса (б); 12 — ордовикские и девонские раздвиговые (рифтогенные) зоны, развивающиеся в шовных окраинах палеоокеана

Новая система глубинных сквозных зон магмо-, флюидо- и энерговыноса — область интенсивного ордовикского магматизма, являющегося вертикально компенсационным тектономагматическим процессом, замедлившим горизонтальную тектонику стресса и сменившим деструкцию региона на его стабилизацию. Именно ордовикский магматизм знаменует начало палеозойского «орогена», т. е. начало типично магматической континентализации протокры и океанической коры Казахстана (Центрально-Азиатского протоокеана).

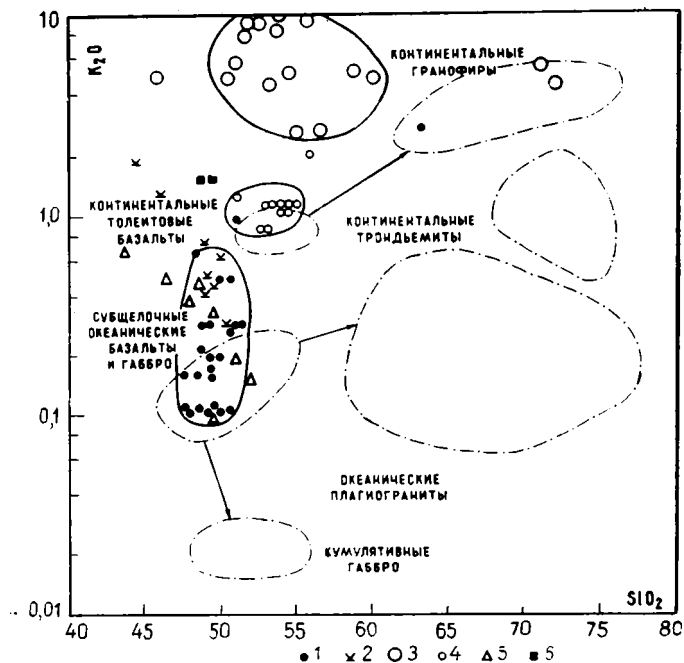


Рис. 37. Отношение K_2O и SiO_2 в типовых офиолитах (по Р. Г. Колману, 1979, пунктирная линия) и базальтоидах Северного Казахстана. Комплексы: 1 — кумдыкольский, 2 — братолюбровский, 3 — ишимский, 4 — бозшасорский, 5 — гаршинский, 6 — туринский

Исходя из анализа ордовикских островодужных комплексов Казахстана, можно сделать вывод о том, что простирающиеся островные дуги Казахстана унаследованно, и по своему генезису они не есть преджелобные вулканические дуги, их миграции с океанической «плитой» не происходит, они, наоборот, фиксируют раннепалеозойские структурные неоднородности и, закрепляя их магматическим веществом и эффузивами, создают временную последовательность эволюционного становления континентальной коры на месте океанической (см. рис. 37). В этом весь основной смысл ордовикского магматизма Казахстана.

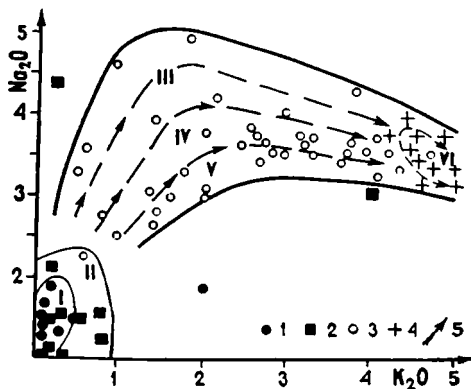
Таким образом, ранние каледониды нарушают режим стабилизации протерозойской коры, поздние каледониды закрепляют созданный ранними каледонидами гравитационно неуравновешенный рельеф, компенсируя его неоднородности магматизмом. Этот процесс магматического «залечивания» коры продолжается до следующего этапа активизации

горизонтальных тектонических напряжений в позднем силуре, раннем девоне, когда вновь активными становятся древние линейменты: «швы» палеоокеана, семейства широтных разломов, древние широтные разломы более низкого порядка.

Возникает новый этап базальтового вулканизма, однако он уже не океанический толентовый, натриевой щелочности, а континентальный, субщелочной, последовательно дифференцированный, с калиево-натриевым типом щелочности, который столь же характерен для силуро-

Рис. 38. Распределение щелочей в типовых сериях пород различных магматических формаций.

1 — эглогиты — габбро; 2 — габбро-нориты, габбро-пегматиты; 3 — габбро-диорит-гранодиориты (тоналиты) — граниты; 4 — лейкограниты — аляскиты; 5 — общая направленность эволюции щелочности в фракционатах ультрамафитов, мафитов и гранитоидов



девонских и девонских габбро-диорит-гранодиоритовых и гранитовых серий (рис. 38). Отмечается большое разнообразие морфологий и фаций вулканических и плутонических пород, совмещенных в пределах единых локальных структур (луганский, любимовский, якшиянгиштауский комплексы). В той или иной зоне комагматичная пара вулканизм (свита) — плутонизм (комплекс) имеет свои особенности количественных соотношений основных, средних и кислых пород.

Повышенной щелочностью, особенно калийностью, обладают породы вулканоплутонических структур, развитых на жестком цоколе древних микроконтинентов или вблизи них, т. е. в зонах, где мощность континентальной коры увеличивалась за счет приращения снизу, со стороны мантии. Преобладает по объему кислый, кремнекалийевый плутонический тип магматизма (балкашинский, карабулакский комплексы). Крупные тела гранитоидов округлой и слегка продолговатой формы больше развиты в пределах древнего микроконтинента типа Кокчетавской глыбы. Такой же кислый кремнещелочной выдержанный состав имеют плутоны в зонах вулканогенно-осадочного и осадочного типов разрезов ордовика (Степнякский синклиорий, Ешкиольмесский антиклиорий), т. е. в приразломных межнадвиговых кембрийских депрессиях переходных краевых разломов шельфа и океана послесалаирского тектонического плана (тракуемых как зоны ордовикского геосинклинального режима). Это лишний раз подтверждает неопределенное восточное окончание зоны внешних, ранних каледонид Казахстана. В целом Северо-Казахстанская зона внешних каледонид в девоне была в петрологическом отношении областью повторной ремобилизации ордовикского гранитоидного субстрата, в свою очередь, возникшего на базе рифейского метаморфического, метамагматического и метаосадочного цо-

коля. Отсюда вытекает очень важный вывод о поэтапном «циклическом» формировании древних гранитогнейсовых купольных структур, в нашем случае Кокчетавской глыбы. Только в результате многоэтапных процессов анатексиса и палингенеза могли возникнуть ореолы гранитизации, диоритизации и мигматизации вокруг кембрийских, ордовикских и девонских плутонов. Поэтому вполне объяснимыми становятся неравновесные, кажущиеся противоречивыми изотипические эффекты (калий-аргоновые, рубидий-стронциевые, уран-свинцовые определения возраста) ордовикского (460 ± 50 млн. лет), силуро-девонского (400 ± 30 млн. лет), девонского (380 ± 20 млн. лет) возрастов, полученных по соответствующим плутонам и вмещающим их породам раннего протерозоя и рифея. Эти древнейшие образования, видимо, совсем не сохранили первичных изотопных соотношений аргона, калия, урана. В экзоконтактах девонских вулканоплутонических построек наблюдается самое большое непостоянство изотопических эффектов, которые отражают разнообразие малоизученных геохимических процессов, происходивших между субстратами ранней протокоры, коры континентального типа и магматическими выплавками девонского периода.

Интенсивный региональный эффузивный и интрузивный корово-мантийный магматизм девона был главным этапом консолидации — континентализации протоокеанической коры Казахстана. Ее наращивание происходило снизу, главным образом за счет эндогенного, подкорового вещества с участием гидротерм, приводивших к региональной сиализации, что создало глубинную жесткость и монолитность всех структур Северного Казахстана. Поэтому в среднем палеозое отмечается амагматическая деятельность. Мелкие каменноугольные мульды были начальными фрагментами вертикальной блоковой тектоники, которая привела к значительному оживлению магматизма в пермское время. Вулканическая и плутоническая фации магматизма проявились вдоль крупных единых трещин и локальных структур. В условиях мощной сиалической коры магматические процессы стали в основном коровыми, захватывающими верхние уровни вертикальных разрезов, что привело к появлению своеобразных кремнещелочных расплавов с первичной редкометалльной специализацией.

Мелкие плутоны имеют массу признаков гранитизации, сиенитизации и неравномерной кристаллизации палингенных расплавов в условиях приповерхностных фаций становления. Совместно локализованы и связаны взаимопереходами интрузивные и экструзивные тела щелочных гранитов, лейкократовых гранитов, граносиенитов, имеющих полифациальное строение и порой пространственную генетическую связь с центрами вулканоплутонических структур.

Альпийская тектоника в мезозое, связанная с активизацией древнейшей протоструктуры Земли — Тетис вызвала и активизацию относительно молодой, только что закончившей свое развитие эпипалеозойской платформы.

З. Арган еще в 1911 г. писал: «Сближение Индо-Африки и древней Евразии вызывает оживление древних сопротивляющихся массивов старых форландов (т. е. имеются в виду форланды глубинных складок — пластичных течений). Бывшие герцинские геосинклинали являются менее прочными, чем более древние массивы, и способны поэтому вновь

деформироваться альпийскими глубинными складками. То же, до известной степени, относится и к каледонским геосинклиналям при сравнении их с докембрийскими массивами; оживление массивов вызывает дальнейшую сегментацию, новые сегменты не уничтожают древних форм, они только усложняют их. Эти сегменты короче, их длина зависит от длины старых массивов». Очень реально описана альпийская тектоника как «складчатость континентов» и большая ее активность в менее прочных структурах — герцинских геосинклиналях.

Триас-юрская тектоника в гораздо меньшей степени проявилась в зонах каледонид Северного Казахстана. Триасовые грабены, наложенные на древний Кокчетавский микроконтинент, установлены только в его западной части, где допалеозойский фундамент переработан субмеридиональными более молодыми структурами уральского типа. Здесь в небольших приразломных прогибах, выполненных терригенными триасовыми отложениями туринской серии, встречаются пластовые тела, дайки молодых базальтов, долеритов, соответствующих петрохимическим сериям континентальных толентовых базальтов, которые мы сопоставляем с траппами.

Они не имеют видимого регионального распространения, но изотипические эффекты свидетельствуют об обратном: на Кокчетавском поднятии существуют обширные поля омоложенных (230 ± 30 млн. лет) древних метаморфических и магматических формаций, имеющих истинный возраст 400—700 млн. лет, что может указывать только на имевший место в мезозое гидротермальный прогрев любого субстрата. Во всяком случае энергетическая сущность магматизма отражает активизацию мантийного вещества и консолидированной континентальной коры на стыках крупных разновозрастных блоков.

Длительность этого процесса оценивать трудно, однако материалы по магматизму подтверждают, что активизация структур Северного Казахстана происходила и в кайнозойское время. Это фиксируется наличием куполов и дайковых тел неогеновых диабазов, долеритов и пикритов, развитых вдоль Ставропольского разлома и региональной зоны Большеизюмских разрывных нарушений, расположенных вкрест простиранья структур Уральского типа.

Подводя итог вышеизложенным положениям эволюционно-тектонической взаимообусловленности магматизма Северного Казахстана и процесса становления континентальной коры, остановимся вкратце на правомочности альтернативы «плитная тектоника — геосинклинальная теория» или «мобилизм — фиксизм» для казахстанского сегмента в целом.

В современном эпипалеозойском структурном плане на фоне сложной тектономагматической мозаики довольно контрастно «просвечивают» полистратиграфические и полиметасоматические выходы докембрия различной стратиграфической привязки, представляющие собой не что иное, как нестратифицируемые фрагменты, по составу близкие к „океанической“ коре. Их генезис трактуют либо как локальный рифтогенез (деструкция ложа палеозойд), либо как региональное присутствие океанической инфраструктуры в допалеозое, что предполагает эволюционное единство палеозоя и допалеозоя в процессе становления континентальной коры на субстрате океанической.

Мы развиваем вторую точку зрения (см. рис. 36, палеосхемы), основные положения которой сводятся к следующему:

В пределах рассматриваемого сегмента Земли, в «рамах» Русской, Сибирской и Таримской платформ, в раннем — среднем протерозое существовал протоокеан. По литературным данным существование океанов в ранней истории Земли фиксируется появлением химико-коллоидных осадков: силицитов, железистых кварцитов и алюмосиликатов. Единоразовое образование их А. А. Дроздовской и В. Н. Лариним связывается с рубежом раннего и среднего протерозоя (2 млрд. лет), когда произошла смена первично-восстановительной атмосферы Земли (типа Венеры) на окислительную, появился свободный кислород в атмосфере и океанах и началось мгновенное осаждение гидроокислов железа на одновременные с ними «чистые» железистые кварциты. Согласно этим воззрениям, в докембрии любых регионов (в пределах платформ и океанов) присутствие железистых кварцитов фиксирует основную точку отсчета в хронологии докембрия 2 млрд. лет — границу раннего — среднего протерозоя.

В Казахстане железистые кварциты также присутствуют, хотя и фрагментарно, в пределах жестких блоков древних микроконтинентов.

Тектоника этого этапа сосредоточена в зонах платформ, где преобладает консолидация коры и глубинная раздифференцированность мантии; геологические процессы связаны с перикратонными вертикальными движениями, закладывающими шовные разломно-рифтогенные границы «платформа — океан». В пределах океанов преобладают широтные напряжения, обусловленные движением планеты (см. рис. 36, палеосхемы PR_1-PR_2).

Восточный край Русской платформы и западный Сибирской отчетливо выступают в рифее как симметричные зоны выдержанного на протяжении 1 млрд. лет миогеосинклинального режима осадконакопления с формированием терригенного разреза мощностью 10—12 км без перерывов и несогласий вплоть до кембрия (см. рис. 36, палеосхемы $Rf_2-V\epsilon$). Другими словами, это широкие шельфы континентальных склонов платформ, значит, следует естественный вывод, что между ними должна быть и региональная эвгеосинклиналь, т. е. протоокеан. Эта мысль высказана давно и конкретно Е. С. Постельниковым в книге о байкальском орогенезе [103]. Он писал: «В складчатом обрамлении Сибирской платформы автору неизвестны хорошо выраженные эвгеосинклинальные зоны байкалитид и миогеосинклинальные — ранних каледонид, хотя геосинклинальное развитие тех и других в основном совпадает во времени, отличаясь лишь верхним возрастным пределом. Напрашивается предположение, что миогеосинклинали байкалитид и эвгеосинклинали салаирид являются внешней и внутренней зонами единой геосинклинальной системы». Автор довольно конкретно касается вопроса наших исследований: 1) салаириды (т. е. ранние палеозойды Казахстана) являются эвгеосинклинальной зоной по отношению к рассмотренным выше внешним миогеосинклинальным рифеидам (байкалидам в широком понимании); 2) эта эвгеосинклинальная зона унаследована от рифейского (байкальского) геологического этапа, т. е. к началу палеозоя эвгеосинклиналь уже была, а не возникла при раннепалеозойской деструкции.

Становится очевидным, что фрагменты «докембрия» представляют

собой не что иное, как нестратифицируемые фациально-тектонические составляющие протокры океанического типа, обнажающиеся на разновысоких временных (стратиграфических) горизонтальных палеосрезах палеозойской континентальной коры Казахстана. В них мы узнаем метаморфиты по древним шельфовым комплексам и параллельные с ними комплексы метафиолитов собственно океанической осевой зоны древнего палеоокеана. Сквозные рифей-раннепалеозойские разрезы шельфовых осадочных комплексов мощностью 10—12 км, накапливавшиеся в течение 1 млрд. лет, свидетельствуют и о параллельном с их формированием процессе становления океанической плиты, когда магматизм, метасоматоз и метаморфизм наращивали и консолидировали океаническую кору, переводя ее в зрелую структурную единицу — плиту.

Общеизвестен факт наследования на всех этапах развития Земли широтной планетарной структуры «Тетис — палеоТетис — протоТетис», в которую территориально и генетически входит рассматриваемый нами Казахстанский регион. Л. П. Зоненшайн в палеореконструкциях Южно-Монгольского океанического бассейна (как части Центрально-Азиатского) допускает существование субширотных океанических желобов, а по данным А. Б. Дергунова, Н. С. Зайцева и А. А. Моссаковского, среднепалеозойские субширотные палеоТетисные океанические бассейны были аналогами окраинных морей и закрылись в самом конце верхнего палеозоя переместившимися с юга древними платформами. В Казахстане контрастной субширотной структурой выступает «граница каледонид и герцинид» Центрального Казахстана — Тектурмасский шов, установленный Т. Н. Шелеповой и представляющий собой по гравитационным данным в рамках Южно-Карагандинского разлома на севере и Успенско-Калдырминского на юге безграничный базальтоидный блок на всю мощность земной коры. Он генерализует геолого-тектоническую зональность Центрального Казахстана от Центрально-Казахстанского разлома и трассируется по космическим и гравитационным данным по закрытой территории западнее Жалаир-Найманской разломной зоны на южное Букантау-Аральское замыкание герцинид. В частности, на космоснимках пояс разнопорядковых кольцевых структур подчеркивает его простирание до Аральского моря и несколько западнее, а гравитационные максимумы (Джусалинский и Тюратамский) аналогичны Тектурмасско-Нурынскому, т. е. тектурмасского типа линеамент в Западном Казахстане, как и в Центральном, является широтно-секущей структурой, разграничивающей северные и южные геоблоки земной коры Казахстана.

К востоку, за Центрально-Казахстанским разломом, продолжением Тектурмасского линеамента можно считать Саяк-Тастаускую зону, срезаемую восточнее западных отрогов Северной Джунгарии аналогичным Центрально-Казахстанскому субмеридиональным поперечным сдвигом.

Логично предположить, что Тектурмасский линеамент в допалеозое был западным, Казахстанским фрагментом общей Центрально-Азиатской (Монгольской) осевой срединной зоны общего протоТетисного широтного межплатформенного палеоокеана, выделяемого Л. П. Зоненшайном, или, иначе говоря, фрагментом срединного океанического хребта.

В обрамлении Восточно-Сибирской платформы отмечается как самая интенсивная тектоническая эпоха — салаирский тектогенез (см.

рис. 36, палеосхема ϵ_1 — ϵ_2 , O_{1-2}). В Казахстане это был этап «ощутимой» в палеозоидах регионально-планетарной «плитотектоники» — горизонтальных стрессовых напряжений с востока на запад при движении Сибирского мегаконтинента (Восточно-Сибирской платформы) на юго-запад.

Это был процесс интенсивного сжатия и взламывания океанического горизонта, горизонтально-надвиговых перемещений макробудинированных фрагментов его меланократового фундамента с формированием структурно-мощностных неоднородностей донного рельефа (риджные возвышенности и впадины), т. е. формировался резко нескомпенсированный изостатически аномально-гравитационный сегмент в земной коре. При трактовке Тектурмасского линеймента как субширотной инфраструктуры палеозоид, а в допалеозое срединно-океанического хребта палеоокеана встает необходимость объяснить более контрастный общий, отчетливо мозаичный план палеозоид Казахстана, контролируемый ортогональной к Тектурмасу системой северо-западных глубинных разломов. Очевидно, сама ортогональность актуалистически предопределяет трактовку их генезиса как трансформных разломов СОХа. Трансформные разломы Тектурмасского или, правильнее, общего осевого протоТетисного СОХа Центрально-Азиатского палеоокеана были теми унаследованными к началу палеозоя тектонически ослабленными зонами, которые первыми среагировали на гравитационную нарушенность изостазии, активизировались и вышли за пределы СОХа в тех местах, где соседствовали контрастные гравитационные нагрузки вдоль отвесных фронтов надвиговых блоков. Таким образом, именно с раннего ордовика горизонтальная тектоника начала «залечиваться» вертикальным магматизмом, компенсирующим по своему назначению возникший неуравновешенный структурно-тектонический план допалеозоя. Отсюда ордовикский глубинный магматизм сменил и «заморозил» горизонтальную тектонику бывшего протоокеана и начался новый мощный этап континентализации и стабилизации региона в палеозойский «континент».

Созданная в ордовике «переходного типа континентальная кора» была механической непрочной подвижной физической системой как в силу своей вещественной латеральной неоднородности (наличие островных «ядер» континентальной коры и активных «окон» океанической коры), так и по причине начала мощной ремобилизации активности глубинных магматических очагов, вызванной салаирской горизонтальной тектоникой, нарушившей гравитационную изостазию и, следовательно, РТ условия огромного межплатформенного сегмента Земли. По существу, ордовикское «залечивание» разломов, как уже отмечалось выше, было только начальным рубежом нового этапа в «жизни» протоокеанической коры — ее континентализации, или, как принято в геосинклинальной теории, — ее «орогена». Собственно ордовикско-силурийский этап включил в общий «геологический круговорот вещества» первичнопалеозойские осадочные комплексы — флиш и молассы.

Девонский магматизм (см. рис. 36, палеосхема D_{1-2}) на фоне ордовикского стал регионально-площадным процессом активизации «молодой» континентальной коры и ее консолидации. Отмечается большое разнообразие морфологии и фаций проявления вулканических и плутонических пород, совмещенных в пределах локальных структур. Вновь

образовавшиеся структурно-морфологические объекты магматизма самые разнообразные — крупные и мелкие штоки гранитоидов, дайковые комплексы, овальные и кольцевые вулканы.

В каменноугольный период линейные зоны магматизма и вулканизма — вулканические пояса — возникли вдоль древних линеаментов: шовных границ протоокеана (Валерьяновская зона на западе, Рудно-Алтайская на востоке), оживлялся Центрально-Казахстанский вулканический пояс (Тектурмасский СОХ); активными продолжали оставаться ордовикские линейные зоны вдоль простираний компенсационных островных дуг, активизировалась сетка оперяющих Тектурмасский СОХ ортогональных разломов.

Сравнительный анализ геологии Северного Казахстана и региональный обзор особенностей магматизма позволяют наметить следующий вариант тектономагматических закономерностей:

1. Широкий диапазон возрастов яшмодиабазовой составляющей офиолитовой ассоциации, ее территориальное сонахождение с метаморфитами «докембрия», являющимися по своей природе нестратифицируемыми фрагментами метафациально различных по площади комплексов «чехла» и «фундамента» рифейской океанической плиты, опровергают точку зрения о континентальном кристаллическом фундаменте палеозой и, наоборот, подчеркивают свою принадлежность к единому полистратиграфическому комплексу — «океанической» коре; «созревание» ее, консолидация в океаническую плиту, как показывают разновозрастные яшмобазальтоиды, было одновременным.

2. Широкие симметричные рифейские шельфы палеоокеана, по крайней мере, в западно-сибирско-казахстанской его части, включающие в себя рифтогенно-тафрогенные депрессионные линеаменты вдоль швов «океан — континент», сдвиговый тип этих швов, установленный в Тихом океане, а также уникальная палеозойская информация Казахстана о закреплении — «фиксации» салаирской собственно океанической горизонтально-надвиговой тектоники интенсивным глубинным ордовикским магматизмом, начавшим континентализацию океанической плиты, ставят под сомнение вопрос о субдукционном исчезновении океанической коры. В современном эпипалеозойском структурном плане Казахстана картируется не потопляемая кислая «пена» бывшего океана; в нем довольно контрастно «просвечивает» и весь древний полистратиграфический и полиметасоматический субстрат океанической плиты. Не исключено, что палеозонды Казахстана, являясь последним этапом закрытия океанической структуры, не могут дать информацию о предыдущей ранней тектонической истории океана, в том числе и о ранних горизонтальных перемещениях, первичных размерах палеоокеана и, следовательно, о субдукции первоначальных океанических плит.

3. Континентализация океанического региона сопровождалась изменением гравитационного равновесия в нем в связи с нарастающим изменением объема магматизма, что обуславливало постоянную активность — подновляемость древних ослабленных зон, к которым прежде всего относятся краевые ограничения океана — швы «континент — океан», первичные линеаментные разломы собственно океанической плиты — срединно-океанические хребты и их трансформные разломы. В Казахском регионе в среднем палеозое монофациальная герцинская активизация проявлялась вдоль Уральского шва на западе, Жар-

минского на востоке, по широтной (Монгольской) оси прото-палеотетис (Тянь-Шань) на юге; в Центральном Казахстане (Северное Прибалхашье) — в узле площадной сетки разломов «СОХ — трансформные разломы» (Тектурмас-Итмурундинский трансформный разлом — Саякский фрагмент СОХа — трансформный разлом — Северо-Джунгарский фрагмент СОХа).

4. Консолидация эпипалеозойской континентальной коры сохранила активность древних глубинных линейментов в мезозое (триас, юра, мел), а по оси Тетис — и в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдрахманов К. А., Старов В. И., Нурлыбаев А. Н.* Магматизм Чу-Илийского региона // Чу-Илийский рудный пояс. Алма-Ата: Наука, 1980. С. 197—209.
2. *Абдулин А. А.* Геология Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 312 с.
3. *Абдулин А. А.* Основные представления о тектоническом районировании Казахстана // Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 8—16.
4. *Абдулин А. А., Паталаха Е. И.* Геотектоника земной коры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1980. 174 с.
5. *Абдулкабирова М. А.* Эклогиты Кокчетавского района // Вестн. АН КазССР. 1946. № 2. С. 36—38.
6. *Абдулкабирова М. А.* Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975. 240 с.
7. *Абдулкабирова М. А., Замятин Н. И.* О возрасте золотоносных интрузий в Северном Казахстане // Тр. XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 84—87.
8. *Абсолютный возраст гранитных интрузий Кокчетавского поднятия в Северном Казахстане / Л. В. Комлев, М. С. Филиппов, Г. Н. Кучина и др.* // Тр. VII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 233—240.
9. *Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты).* М.: Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.
10. *Бабанский А. Д., Рябчиков И. Д., Богатиков О. А.* Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука, 1983. 96 с.
11. *Белов И. В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во СО АН СССР, 1963. 372 с.
12. *Белоусов А. Ф.* Петрологические толкования данных петрохимии магматических пород // Петрохимия. Новосибирск, 1982. С. 3—30.
13. *Билибин Ю. А.* Металлоносные кислые интрузии Северного Казахстана // Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 3. С. 366—377.
14. *Богданов А. А.* Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня: Строение каледонского срединного массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965, № 5. С. 40—65.
15. *Богнибов В. И.* Дополнительные интрузии лейкогранитов раннепалеозойской батолитовой формации Кузнецкого Алатау // Магматические формации Сибири: Труды Института геологии и геофизики. Новосибирск: Наука, 1977. Вып. 359. С. 131—144.
16. *Борисенко В. И.* Стратиграфия раннегеосинклинального комплекса Ешкюль-месского антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 132—164.
17. *Бородин Л. С.* Закономерности концентрации редких элементов в главных магматических сериях // Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982. С. 190—207.
18. *Бунина И. В.* Новые данные о триасовых отложениях Тургайского прогиба // Тр. КазИМСА, 1961. Вып. 6. С. 28—37.
19. *Бутов Ю. П.* Проблема байкалд Восточного Саяна // Геотектоника. 1979. № 3. С. 42—49.

20. *Вишневецкая И. И., Трусова И. Ф., Филатова Л. И.* Петрография Центрального Казахстана // Петрография метаморфических пород докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1967. Т. 1. 338 с.
21. *Возрастная и формационная корреляция магматических образований территории СССР.* Л., 1977. Вып. 2. 84 с.
22. *Гаврилов Р. Д.* Геологическое положение щелочных жильных пород в жильной серии щелочно-земельных гранитоидов // Докл. АН СССР. 1957. Т. 113, № 5. С. 1111—1114.
23. *Гаврилов В. И., Онихимовский В. В.* Элементы-примеси в базальтах мантийного вещества // Магматизм и металлогения Дальневосточного региона. Владивосток: Наука, 1980. 168 с.
24. *Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Ультау: Геологическое строение.* Алма-Ата: Наука, 1984. Т. 1. 232 с.
25. *Глуховский М. З., Павловский Е. В.* К проблеме ранних стадий развития Земли // Геотектоника. 1973. № 2. С. 3—7.
26. *Гозель Г. Н.* Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1966. 182 с.
27. *27-й Международный геологический конгресс: Тез. докл. М.: Наука, 1984.* Т. IV. 512 с.
28. *Дроздовская А. А.* Физико-химическая эволюция хемогенного железнакопления в истории развития литосферы // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. С. 46—58.
29. *Елисеева О. П.* Геолого-петрографическая характеристика интрузивных пород Центральной части Казахстана // Вопросы петрографии Казахстана. М.: Недра, 1966. С. 5—17.
30. *Емельяненко П. Ф., Несмеянов С. А.* Кайнотипные вулканические образования среднего течения р. Ишим // Советская геология. 1962. № 6. С. 121—125.
31. *Ефимов И. А., Побережская Ш. И.* Первые находки микрофитофоссилий в глубокометаморфизованных отложениях зерендинской серии Кокчетавского массива: (Северный Казахстан) // Палинологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1981. С. 17—21.
32. *Ефремова С. В.* Верхнепалеозойские гранитоиды неустойчивого количественно-минералогического состава Центрального Казахстана и их формационное расчленение // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977. С. 5—31.
33. *Жариков В. А., Маракушев А. А.* К проблеме рудоносности магматических серий // Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976. С. 5—12.
34. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР. 1956. 480 с.
35. *Зайцев Ю. А.* Успехи и проблемы стратиграфии раннегеосинклинальных офиолитовых серий Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 3—6.
36. *Зайцев Ю. А., Новикова М. З.* Корреляция раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых и терригенно-кремнистых комплексов нижнего палеозоя Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 177—191.
37. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Мералев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.
38. *Зотов И. А.* Региональный диафторез в метаморфических комплексах // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975. С. 247—287.
39. *Иванов С. Н.* О байкалидах Урала и Сибири // Геотектоника, 1981, № 5. С. 47—61.
40. *Ивлев А. И.* О происхождении аплитов Кызылтусского гранитного массива в Зауралье // Геология и геофизика. 1970. № 10. С. 140—143.
41. *Ивлев А. И., Михайлов А. К.* Позднегерцинские лейкократовые граниты Кызылтусского массива // Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба: Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1971. Т. 169. С. 99—113.
42. *Кадик А. А.* Режим летучих компонентов ($H_2O + CO_2$) при подъеме продуктов частичного плавления коры и мантии к поверхности Земли // Геохимия и минералогия. М., 1980. С. 70—77.
43. *Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород.* М.: Недра, 1975. 24 с.
44. *Клитин К. А., Павлова Т. Г.* Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области // Докл. АН СССР, 1974. 215 с.

45. Коржинский Д. С. Трансмагматические истоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме // Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968. С. 69—74.
46. Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 286 с.
47. Корреляционные схемы магматических комплексов Казахстана: Тр. II Казахстанского петрографического совещания. Ч. 2. Алма-Ата: Наука, 1977. 116 с.
48. Кудрин В. С., Апельцин Ф. Р. Закономерности формирования стратиформного шеелитового оруднения в Северном Казахстане // Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса: Тез. сообщений. Алма-Ата: Наука, 1983. Т. IV. С. 54—55.
49. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.
50. Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Принципы построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава // Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976. С. 36—45.
51. Кутолин В. А. К вопросу о составе верхней мантии с точки зрения петрохимии // Докл. АН СССР. 1964. Т. 156, № 2. С. 351—354.
52. Лаумулин Т. М. Редкометаллоносные структуры в геотектоногенах Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977. 200 с.
53. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, 1975. 214 с.
54. Лутц Б. Г. Верхняя мантия и формирование коры континентов // Вестн. АН СССР. 1973. № 10. С. 28—36.
55. Луцицкий И. В. О кислых магматических породах океанов // Геотектоника. 1973. № 5. С. 22—34.
56. Луцицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск: Наука, 1967. 74 с.
57. Ляпичев Г. Ф. Типы структурно-формационных комплексов и мегакомплексов // Металлогения Казахстана. Типы структурно-формационных комплексов и тектонические районирование палеозой. Алма-Ата: Наука, 1977. С. 15—31.
58. Ляпичев Г. Ф., Мирошниченко Л. А., Старов В. И. Тектонические и петрохимические особенности молибдено-меднопорфировой формации Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 15—30.
59. Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М.: Наука, 1968. 276 с.
60. Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 200 с.
61. Магматизм геотектоногенов / Г. Н. Щерба, А. В. Кудряшов, Р. Н. Малькова и др. // Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Недра, 1976. С. 35—52.
62. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 2. 280 с.
63. Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана: Тез. докл. I Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата: Наука, 1965. 184 с.
64. Магматические и метаморфические комплексы Казахстана: Тез. докл. II Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата: Наука, 1974. 366 с.
65. Магматические формации (комплексы) сараид / Г. В. Поляков, В. Н. Довгаль, О. И. Пятков и др. // Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР. Л.: Недра, 1981. С. 19—44.
66. Магматические комплексы Казахстана: Уральская и Зайсанская складчатые системы. Алма-Ата: Наука, 1983. 220 с.
67. Магматические горные породы. М.: Наука, 1983. Т. 1. Ч. 1, 2. 766 с.
68. Маракушев А. А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблемы источников рудного вещества // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 145—164.
69. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 264 с.
70. Марин Ю. Б. К вопросу об особенностях распределения U и Th и их отношений в каледонских гранитоидах Северного Казахстана // Зап. ВМО. 1966. Вып. 4. С. 462—466.
71. Марин Ю. Б., Эфрос Б. Д. О жильных гранитах и пегматитах Боровского массива: (Северный Казахстан) // Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л.: Наука, 1973. С. 93—104.
72. Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение // Тр. Института геологии рудных месторождений. 1962. Вып. 78. 276 с.

73. Масайтис В. Л., Москалев В. Н., Румянцева Н. А. Магматические формации и общие принципы регионального анализа магматизма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. № 5. С. 53—60.
74. Масгутов Р. В. Типы альбитизированных гранитов // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1960. Вып. 3(40). С. 55—70.
75. Математические методы в геологии. Алма-Ата, 1971. Вып. 2. 260 с.
76. Металлогенические провинции и пояса Казахстана / Е. Н. Щерба, Н. П. Сенчило, В. В. Степанов и др. Алма-Ата: Наука, 1983. 240 с.
77. Минеральный и химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана / В. И. Серых, Ю. А. Габов, А. П. Новикова и др. Алма-Ата: Наука. 1976. 194 с.
78. Магматизм // Геология СССР. М.: Недра, 1972. Т. XX, Кн. 2. С. 109—125.
79. Монич В. К., Семенова Т. П. Геохронологическая шкала 1963 г. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1963. Вып. 5(56). С. 110—112.
80. Новые данные о геологии Ишимских базальтов / А. В. Леонов и др. // Информационный сборник ИГН АН КазССР. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 30—34.
81. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Ерментау-Ниязского антиклинория / В. И. Борисенко, Н. А. Герасимова, Ю. А. Зайцев и др. // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 10—53.
82. Нурлыбаев А. Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973. 296 с.
83. Нурлыбаев А. Н., Старов В. И. Минеральные особенности доорогенных и орогенных гранитоидов // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981, № 1. С. 35—41.
84. Нурлыбаев А. Н., Старов В. И., Бердина Л. Е. Вулканоплутонические комплексы Северного Улытау и Ишимской Луки // Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. Алма-Ата: Наука, 1984. Т. 1. С. 153—183.
85. Нурлыбаев А. Н., Старов В. И. Петрогенез гранодиоритовых формаций // Магматические и метаморфические формации Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1986. С. 23—35.
86. Об условиях залегания и о возрасте эклогитов Кокчетавской глыбы / А. А. Заячковский, Ю. М. Зорин, А. В. Васильев // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 9—15.
87. Особенности состава раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Центрального Казахстана / Т. Н. Хераскова, М. З. Новикова, Н. И. Зардиашвили // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979, № 6. С. 71—81.
88. О девонских интрузиях в Центральном Казахстане / В. К. Монич, А. И. Иванов, А. Н. Нурлыбаев и др. // Основные идеи М. А. Усова в геологии Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1960. С. 340—351.
89. Основные проблемы петрологии гранитоидов / Д. С. Штейнберг, Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородин и др. // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов: Мат-лы к симпозиуму. Свердловск, 1971. С. 3—33.
90. О соотношении данных по абсолютному возрасту пород докембрия и прорывающих их каледонских гранитоидов на примере Кокчетавского массива / О. М. Розен, В. И. Серых, Ю. А. Борщевский и др. // Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.: Тр. XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. М., 1966. С. 25—37.
91. Павленко В. С. Петрология, геохимия, металлоносность палингенеза складчатых областей // Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982. С. 48—93.
92. Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий платформенных структур первого порядка // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959, № 12. С. 3—9.
93. Паталаха Е. И., Белый В. А. Офиолиты и тектоника Казахстана // Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 42—53.
94. Паталаха Е. И., Лукиенко А. К. Гранитоидный плутонизм и тектоника палеозойского Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 28—35.
95. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
96. Петрография / Под ред. А. А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1981. Ч. II. 328 с.
97. Петрографический словарь / Под ред. В. П. Петрова, О. А. Богатикова, Р. П. Петрова. М.: Недра, 1981. 496 с.

98. Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железуруденение юга Средней Сибири. М.: Наука, 1971. 312 с.
99. Пономарева А. П., Изох Э. П. Петрохимические свидетельства многообразности интрузивных комплексов // Петрохимия. Новосибирск: Наука, 1982. С. 36—48.
100. Попов В. И. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии // Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964. 186 с.
101. Попов В. И. О связи докембрийских магмотектонических процессов развития коры в Памирском смятии и Индокитае // Результаты исследований по международным геофизическим проектам «Земная кора и верхняя мантия». М.: Наука, 1984. С. 138—147.
102. Попов В. С. Петролого-геохимическая модель формирования орогенных известково-щелочных серий // Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982. С. 93—124.
103. Постельников Е. С. Байкальский орогенез: (на примере Енисейского кряжа). М.: Наука, 1973. 126 с.
104. Проводников Л. Я. О строении фундамента Западно-Сибирской плиты и прилегающих платформенных областей // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 12—21.
105. Проблемы петрологии Казахстана: Тез. докл. III Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата: Наука, 1984. Т. 1. 200 с.
106. Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза: Тез. докл. АН СССР. Комиссия по изотопной геохронологии. М., 1985. 140 с.
107. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау / Ю. А. Кузнецов, В. И. Бознибов, А. Н. Дистанова и др. М.: Наука, 1971. 350 с.
108. Розен О. М. Стратиграфия и радиогеохронология докембрия Кокчетавского массива // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня: Мат-лы Карагандинского стратиграфического совещания. М., 1971. С. 75—84.
109. Розин М. И., Колесников Д. И. Магматические формации зон новейшего вулканизма // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1975. Т. 143. 160 с.
110. Рябчиков И. Д. Физико-химические аспекты связи эндогенного рудообразования с магматизмом // Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976. С. 13—23.
111. Рябчиков И. Д. Водные растворы в верхней мантии и проблемы дегазации // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. С. 176—187.
112. Саксена С. Термодинамика твердых растворов породообразующих минералов. М.: Мир, 1975. 204 с.
113. Северов Э. А. К вопросу о генезисе ниобийсодержащих гранитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 1. С. 85—94.
114. Симонова Л. И. Верхнепалеозойские гранитоиды Ерментауского блока: (Северный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980, № 12. С. 34—48.
115. Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970. 312 с.
116. Смирнов В. И. Варианты доорогенной металлогении // Геология рудных месторождений. 1977. № 1. С. 1—12.
117. Смыслов А. А., Семенов А. И. Петрографические и геохимические особенности гранитов Беркутинского массива: (Северный Казахстан) // Тр. ВСЕГЕИ. 1963. Т. 95. С. 45—60.
118. Спиридонов Э. М. Фациальность плутонов крыккудукской интрузивной серии Северного Казахстана в связи с рудоносностью // Формационное и фациальное расчленение гранитоидов. Свердловск, 1975. С. 24—32.
119. Старов В. И. Гранодиоритовая формация каледонид Южного Казахстана // Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. Ч. 1. С. 115—122.
120. Старов В. И. Интрузивные комплексы // Магматические комплексы Казахстана: Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1982. С. 123—160.
121. Структура и эволюция земной коры Центрального Казахстана / Р. М. Антонюк и др. // Геотектоника. 1977. № 5. С. 71—82.
122. Суворов В. Д., Сергеев В. Н. Особенности структуры доюрского основания на юге Западно-Сибирской плиты по данным площадных сейсмических зондирований // Геология и геофизика. 1981. № 3. С. 117—126.
123. Типоформные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов / М. Г. Руб, Н. А. Ашихмина, Н. Г. Гладков и др. // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977. С. 197—135.

124. *Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С.* Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 228 с.
125. *Харламов М. Г., Чернов В. Я.* О выделении вишневого интрузивного комплекса в Селеты-Шидертинском районе Центрального Казахстана // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1962. Т. 74. С. 147—170.
126. *Штейнберг Д. С.* О химической классификации эффузивных горных пород // Тр. Ин-та геологии УФАН СССР. 1964. Вып. 72. 106 с.
127. *Шульга В. И.* Гранитоидные комплексы восточной части Северного Казахстана // Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1968. Т. 1. С. 99—112.
128. *Щерба Г. Н.* Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1960. 380 с.
129. *Элерс Э.* Интерпретация фазовых диаграмм в геологии. М.: Мир, 1975. 300 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение. <i>А. Н. Нурлыбаев, В. И. Старов</i>	5
Принципы возрастной и формационной корреляции магматических образований. <i>В. И. Старов, А. Н. Нурлыбаев</i>	6
Структурно-формационные зоны и магмоформационные серии. <i>А. Н. Нурлыбаев, В. И. Старов, Л. В. Булыго, О. К. Ксенофонтов</i>	12
Допалеозойские магматические формации. <i>Т. Е. Екимова, М. А. Абдулкабирова, Л. Д. Лаврова, М. А. Петрова, В. И. Старов</i>	15
Кумдыкольский эклогит-перидотит-габбровый комплекс	15
Мигматит-гранитогнейсовый комплекс	24
Кууспекский комплекс порфиридов	29
Иманбурлукский комплекс порфиритоидов	30
Раннепалеозойские магматические формации. <i>В. И. Старов, А. Н. Нурлыбаев, Л. В. Булыго, О. К. Ксенофонтов, А. И. Ивлев, М. А. Абдулкабирова, В. Е. Гончаренко, Б. Ф. Хромых</i>	32
Темирастауский диабазовый комплекс	32
Ажейский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс	33
Караунгурский комплекс базальтовых порфиритов	34
Бозшакольский базальт-андезит-трахидацитовый комплекс	36
Ультрамафит-мафитовые комплексы	37
Урумбайский (кызылкояндинский) трахибазальт-трахидацит-трахириолитовый комплекс	50
Гаршинский (ерментауский) спилит-базальт-диабазовый комплекс	51
Сагский базальт-андезитовый комплекс	51
Майлисорский базальт-трахириолитовый комплекс	55
Каргалинский базальт-трахиандезит-трахириолитовый комплекс	57
Зерендинский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс	59
Баксинский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс	73
Крыккудукский габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс	75
Степнякский габбро-диоритовый комплекс	85
Боровской адамеллит-гранитовый комплекс	90
Золотоношский гранит-лейкогранитовый комплекс	97
Среднепалеозойские магматические формации. <i>А. Н. Нурлыбаев, М. А. Абдулкабирова, Л. В. Булыго, А. И. Ивлев, О. К. Ксенофонтов, В. И. Старов</i>	103
Жарсорский базальт-андезитовый комплекс	103
Луганский трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовый комплекс	104
Луганский дайковый комплекс монцодиорит-граносиенит-порфиров и диорит-порфиритов	105
Любимовский габбро-диорит-монцонитовый комплекс	107
Якшиянгизтауский андезит-дацит-трахириолитовый комплекс	110
Балкашинский лейкогранит-аляскитовый комплекс	113

Карабулакский лейкогранит-аляскитовый комплекс	116
Аралаульский (тассуйский) монзонит-граносиенит-гранитовый комплекс	119
Кедейский комплекс диабаз-диоритовых порфиров, гранит-порфиров, гранитов	125
Позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские магматические формации.	
<i>А. Н. Нурлыбаев, В. И. Старов, А. В. Леонов, А. И. Ивлев, О. К. Ксенофонов</i>	128
Вишневский монзонит-граносиенит-гранитовый комплекс	128
Шоккарагайский (еленовский) сиенит-граносиенитовый комплекс	129
Орлиногорский (лосевский) комплекс лейкократовых субщелочных гранитов	130
Беркутинский гранитовый комплекс	134
Койтасский комплекс лейкократовых — субщелочных — щелочных гранитов	136
Базальт-долерит-пикритовые комплексы (ставропольский, большеземский и бозшасорский)	138
Заключенные. <i>А. Н. Нурлыбаев, В. И. Старов, Т. Н. Шелепова</i>	148
Литература	161

МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

*Утверждено к печати Ученым советом
ордена Трудового Красного Знамени
Института геологических наук им. К. И. Сатпаева
Академии наук Казахской ССР*

Зав. редакцией *Т. Е. Каткова*
Редактор *Р. К. Даниленко*
Художественный редактор *В. М. Грущак*
Оформление художника *Э. Ф. Ким*
Технический редактор *В. К. Горячкина*
Корректор *К. И. Касымжанова*

ИБ № 2520. Монография

Слано в набор 10.12.87. Подписано в печать 01.04.88. УГ09321.
Формат 70×100¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Литературная гарнитура. Высокая печать.
Усл. п. л. 14,65. Усл. кр.-отт. 14,65. Уч.-изд. л. 16,10 (в т. ч. 1 вкл.). Тираж 1000.
Заказ 27. Цена 3 р. 70 к.

Издательство «Наука» Казахской ССР
480100, Алма-Ата, Пушкина, 111/113
Типография издательства «Наука» Казахской ССР
480021, Алма-Ата, Шевченко, 28

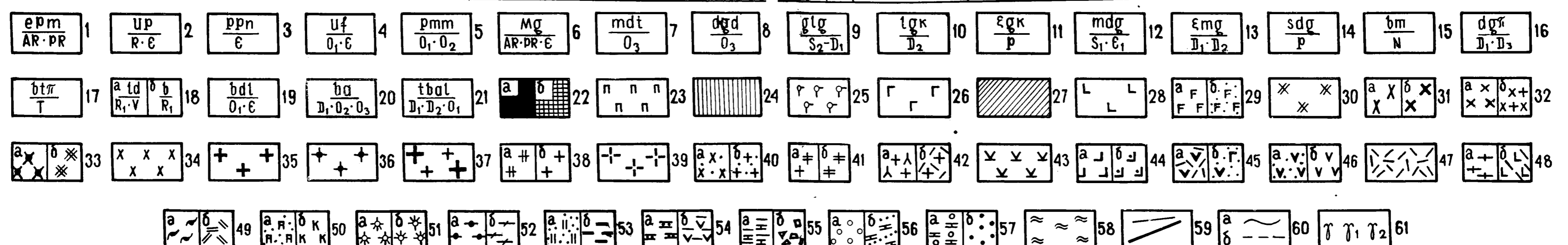
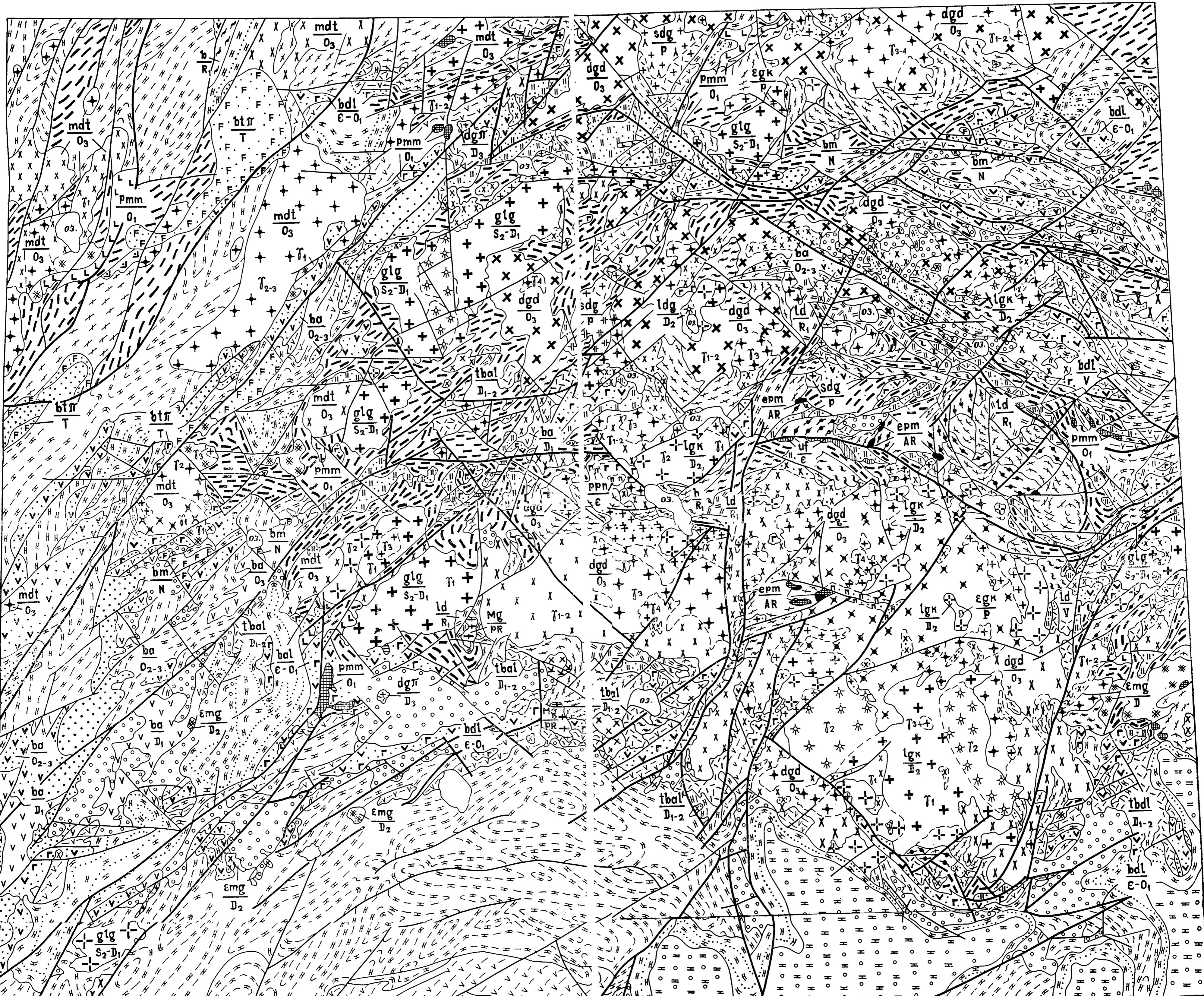


Рис. 1. Карта магматических формаций Северного Казахстана. Составители: В. И. Старов, А. Н. Нурлыбаев, М. А. Абдулжирова, Л. В. Булыго, О. К. Ксенюков, А. М. Васильев, А. И. Ислаев, А. В. Леонев.

Магматические формации: 1-21: сверху — индекс региональной формации, внизу — возраст конкретных формаций. Платонические формации: 1 — эжигит-перидотит-габровая (кумдыкольский комплекс); 2 — дунит-пироксенит-габровая (шучинский, коржинковский, ажебский, темиртаустский комплексы); 3 — перидотит-пироксенит-порфитовая (алаторский, кубушевский комплексы); 4 — щелочно-ультрамафитовая (красноярский, оленитинский комплексы); 5 — пироксенит-габбро-диабазовая (жидландский, аксуевский, тасмолинский комплексы); 6 — мигматит-гранитовая, чарнокитовая (весеулодольский, кулбайский комплексы); 7 — габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовая с банатитами (крыкудукский, баксанский комплексы); 8 — диорит-гранодиоритовая (зерединский комплекс); 9 — гранит-лейкогранитовая (боровской, золотонный комплекс); 10 — лейкогранит-альбитовая (балкандский комплекс); 11 — аляскит-щелочно-гранитовая (беркутинский, орлиногорский, лосевский, койтасский комплексы). Формации малых интрузивов и даек: 12 — габбро-диорит-тоналитовая (степнякский, антоновский комплексы); 13 — габбро-моноклит-граносиенитовая (аралаульский или тасуяйский, любимовский комплексы); 14 — моноклит-граносиенит-гранитовая (внешеский, шокарбайский, или еленовский, комплексы); 15 — пикрит-долеритовая (бозшакорский, болшенжонский, старовольский комплексы); 16 — вулканоплатонические

формации: 16 — диабаз-диоритовых порфиритов, граносиенит-гранит-фельзит-порфиритов (луганский, кедейский комплексы); 17 — базальт-порфиритов-траппов (турнический комплекс) и трахирилит-порфиритов (сементский комплекс). Вулканические формации: 18 — метаморфизованные: а — порфиритовая, б — порфиритовая со сланцами (кузнецкий, иманбулдукский комплексы); 19 — базальт-дацит-гнейсовая с шимонадами, кремнями и песчаниками (бозшакорский, таршинский, нижнеко-булдукский комплексы); 20 — базальт-андезитовая с туфами и песчаниками (карталинский, майлисский, сатский, жаргорский комплексы); 21 — трахизабазит-трахиандезит-трахирилитовая (луганский, якингиттауский комплексы). Магматические породы: 22 — эжигиты, пироксениты, габбро (а), дуниты, пироксениты, габбро (б); 23 — перидотиты, пироксениты; 24 — пироксениты биотитовые, габбро-моноклиты, сиениты; 25 — габбро-калшилат-содержащие; 26 — габбро; 27 — габбро, диориты; 28 — габбро, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты; 29 — диабазы, долериты, пикриты (а), базальтовые порфириты в осадочных разрезах (б); 30 — диориты; 31 — диориты, тоналиты (а), диориты субэоцильные, банатиты и гранодиориты (б); 32 — габбро, диориты (а), тоналиты, платирилиты (б); 33 — диориты кварцевые, гранодиориты (а), моноклиты и моногранодиориты (б); 34 — гранодиориты; 35 — аламельиты, биотитовые граниты; 36 — лейкокраповые и биотитовые граниты; 37 — граниты эндоконтактовых фаций; 38 — гранофировые граниты, граносиениты (а), аплиты (б); 39 — лейкограниты, аляскиты; 40 — диориты — гранодиориты (а) и граниты (б) анатектические; 41 — субэоцильные, щелочные граниты

(а), аляскиты и лейкограниты (б); 42 — аляскитовые и гранофировые граниты (а), граносиениты и гранит-порфириты (б); 43 — диорит- и гранодиорит-порфириты; 44 — базальты (а), спилиты, диабазы (б); 45 — базальты, дациты, риолиты, туфы (а), базальты, туфы и туффиты (б); 46 — андезит-базальты (а), базальты, андезит-дациты (б); 47 — дациты, трахидациты, трахириолиты. Метаморфизованные и метасоматизированные магматические породы: 48 — гранодиорит- и гранитоидеи (а), амфиболитизированные, диоритизированные габбро-пироксениты, габбро, габбро-диабазы (б); 49 — порфиритовиды (а), порфириты (б); 50 — пропитизированные (а), калшилатизированные (б) диориты и гранодиориты; 51 — аляскитизированные (а), окварцованные (б) граниты. Осадочные и метаморфические породы и формации: 52 — гранулиты, гнейсы гранулитовой фации (а), гнейсы, мраморы, сланцы амфиболитовой фации, AR-PR; (б); 53 — терригенно-кремнистая, R₂, R₃ (а), терригенно-угленосная, R₂, V-E (б); 54 — карбонатно-терригенная, E₂, O₂ (а), терригенно-кремнистая с вулканогенным материалом O₂-E₂, O₂ (б); 55 — терригенно-карбонатная, O₂ (а), односторонняя, O₂ (б); 56 — конгломерат-песчано-алевролитовая, S₁, D₁-E₁, D₁ (а), карбонатно-терригенная, D₂-C₁, C₁, C₂ (б); 57 — песчано-алевролит-конгломератовая, Ca, C₂-P (а), песчано-конгломератовая полимиктовая, T, J (б); 58 — глины, гравелиты. Прочие обозначения: 59 — разрывные нарушения, установленные и предполагаемые; 60 — границы между телами разновозрастных формаций (а), фациальными, литологическими и фазовыми подразделениями (б); 61 — индексы фазовой последовательности образования массивов и комплексов. (В усл. обозн. 12 вместо S₁-E₁, читай S₁-D₁).

