

И. Б. НЕДУМОВ

# МАГМАТИЗМ И ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЕ



Академия наук СССР      Министерство геологии СССР  
Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии  
редких элементов

553.3163+552.322.4

И. Б. НЕДУМОВ

# МАГМАТИЗМ И ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЕ

ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ  
РАЗЛИЧНЫХ ПОРЯДКОВ

1427



---

Издательство «Наука»

Москва 1975



УДК 553,3.063; 078+553,21/24+550,41 (571,1/5+575+7)

**Магматизм и пегматитообразование (исследования геологических систем различных порядков).** Недумов И. Б. «Наука», 1975.

Разработанная в монографии комплексная схема поисково-оценочных критериев пегматитовых месторождений — результат исследований на стыке ряда геологических дисциплин в связи с общими физико-химическими представлениями о природных системах объект — среда. На их основе рассмотрена взаимосвязь особенностей магматизма и геологической среды на последовательных уровнях их развития: от соответствующих масштабам тектоно-магматического цикла до ограниченных пегматитовой жилой.

Табл. 20, илл. 42, библи. 475 назв.

Ответственный редактор

Б. П. ЗОЛОТАРЕВ

Н  $\frac{20805-302}{055(02)-75}$  254-75

© Издательство «Наука», 1975 г.

## ОТ РЕДАКТОРА

---

Пегматиты издавна привлекают внимание геологов различной специализации (петрологов, минералогов, геохимиков, специалистов по полезным ископаемым) в силу ряда причин. Прежде всего они характеризуются специфическими объемно-пространственными свойствами: размерами и конфигурацией тел, различными видами зональности, соотношениями с вмещающими породами. Пегматиты отличаются характерными текстурно-структурными особенностями, разнообразны по составу и рудной специализации, содержат редко встречающиеся минералы и в ряде случаев — повышенные концентрации редких и рассеянных элементов. Наконец, с ними связаны промышленно важные месторождения полезных ископаемых.

Результаты исследования пегматитов за последние два-три десятилетия изложены во многих сотнях публикаций, и тем не менее их генезис, объяснения особенностей состава и строения — остаются дискуссионными. Причина этого, по-видимому, в значительной мере определяется тем, что различные исследователи подходят к решению проблемы пегматитов с позиций узкой специализации.

Предлагаемая читателю книга является опытом весьма широкого подхода к изучению закономерностей формирования различных пегматитов и принципиально отличается от работ, опубликованных по этой проблеме. Автор рассматривает формирование пегматитов в связи с общим процессом развития магматизма и геологической среды, исходя из представлений о взаимообусловленности всех аспектов сложной геологической системы (магматизм — среда) на последовательных уровнях ее развития: от регионального уровня в масштабах тектоно-магматического цикла до уровня формирования отдельных пегматитовых жил. Такой подход необычен, сопряжен с сопоставлением и систематизацией огромного фактического материала на стыке различных геологических дисциплин и дает возможность по-новому и с различных, но взаимосвязанных позиций подойти к решению не только пегматитовой проблемы, но и ряда общих вопросов геологического развития.

В теоретической части книги на основе современных данных физики и химии рассмотрены причины, определяющие взаимозависимость различных аспектов развития многоступенчатой геологической системы, приводящие в конечном счете к формированию определенных месторождений.

Наиболее интересны и новы разделы, посвященные структуре молекулярного поля расплавов, его физическим состояниям, внешним и внутренним факторам дифференциации (особенно роли изоморфизма), закономерностям концентрации и рассеивания редких и рудных элементов. Все это имеет важное значение при рассмотрении генезиса не только пегматитов, но и любых иных эндогенных месторождений, а также при анализе общих особенностей развития магматизма и его связей с тектоническими процессами. Особый интерес, далеко выходящий за рамки пегматитовой проблемы, представляют выводы автора об энергетических источниках геологических процессов, разработанные на основе обобщен-

ного варианта векторной модели термодинамического поля Н. И. Кобозева.

В целом книга является примером нетрадиционного и разностороннего подхода к геологическим исследованиям в тесной связи с общими проблемами естествознания. Она прекрасно иллюстрирована, содержит большой фактический материал и представляет несомненный интерес для широкого круга геологов. Среди ее читателей наряду с единомышленниками, вероятно, будут и оппоненты, не разделяющие некоторых теоретических представлений автора, но это только ускорит решение обсуждаемых проблем.

*Б. Золотарев*

## ВВЕДЕНИЕ

---

В последние годы все большее внимание уделяется вопросам взаимосвязи особенностей развития геологических структур, магматизма и формирования различных, в том числе пегматитовых, месторождений. Причем изучение последних в этой взаимосвязи представляет наибольший интерес, поскольку пегматиты, являясь весьма разнообразными по своим свойствам промежуточными образованиями между магматическими и постмагматическими, совмещают в себе характерные особенности и тех и других. Иными словами, пегматитовый процесс — его особенности и условия развития — может служить и моделью, и связующим звеном в изучении закономерностей развития и магматического и постмагматического процессов. В свою очередь без учета последних невозможно сколько-нибудь широкое и полное исследование пегматитов.

Предлагаемая работа, направленная на выяснение указанных взаимосвязей, базируется на исследованиях автора в Восточной Сибири, Забайкалье, Средней Азии и Казахстане, на обобщении литературных данных по этим и смежным регионам, а также по крупнейшим зарубежным пегматитоносным провинциям и является в сущности итогом многоплановых длительных и целенаправленных исследований, отдельные узловые аспекты которых приведены в ряде публикаций.

В основе работы лежат представления о многоступенчатой системной взаимозависимости особенностей магматизма и геологической среды на различных этапах и соответственно в различных масштабах их развития: от системы, отражающей историю геолого-структурного развития региона и свойственного ему магматизма в целом, до системы, ограниченной пегматитовой жилой или ее участком, и непосредственным геологическим окружением.

Основная практическая цель работы — установление, а затем обоснование оптимального комплекса признаков, характеризующих в единой классификационной схеме (адекватной схеме поисково-оценочных критериев) эмпирические закономерности формирования различных типов пегматитов на последовательных этапах, т. е. на последовательных структурных уровнях развития многоступенчатой системы магматизм — геологическая среда.

В силу поставленных задач большое место в работе занимает рассмотрение современных физико-химических экспериментальных данных и теоретических представлений о закономерностях развития вещественных систем. При этом значительное внимание уделено вопросам структурности расплавов, закономерностям их интеграционных и дифференциационных процессов, в том числе ликвации и отщеплению газовых и флюидных фаз в различных ТРС условиях, а также роли изоморфных и химических связей компонентов, определяющих в совокупности пути и формы их движения от истоков формирования магматических очагов до рудных тел. Особо рассматривается проблема энергетических источников и ресурсов взаимосвязанного развития магматизма и геологической среды, составляющая основу анализа закономерностей самопроизвольного (поступательного) развития любых материальных систем, но связанная с необходимостью использования общих физических представлений, далеко выходящих за круг традиционных геологических исследований.

При этом на основе обобщенной модели термодинамического поля, предложенной Н. И. Кобозевым, выдвигается ряд положений, применимых к анализу закономерностей развития не только рассматриваемых в работе, но и любых иных природных систем. Короче говоря, настоящая работа представляет опыт установления широкой многоступенчатой взаимосвязи разномасштабных явлений, закономерно приводящих в конечном счете к тем или иным частным результатам, каковыми в данном случае являются пегматиты различного состава, строения и рудной специализации. В обосновании общих принципов таких исследований заключается основная теоретическая цель работы.

Привлечение большого количества материалов по геологии, гранитоидам и пегматитам многих регионов связано с невозможностью достаточно строгих количественных определений физико-химических параметров геологической системы — температур, давлений, составов и структур, зависящих от весьма разнообразных свойств и геологической среды, и магматизма, фиксируемых преимущественно в конечных результатах, а не в процессе их сложного развития. Но поскольку в плане работы подробное описание конкретных пегматитовых полей и жил, гранитных массивов и тем более геологического строения рассматриваемых регионов, областей и участков не является необходимым, изложение соответствующих материалов дается весьма кратко и лишь в плане сравнительной оценки рассматриваемых объектов и ситуаций их формирования.

Общее направление и методы изучения пегматитов, взятые автором за основу, были разработаны главным образом А. Е. Ферсманом, К. А. Власовым, А. И. Гинзбургом, Е. Н. Камероном. Свое дальнейшее развитие они получили в работах А. А. Беуса, Н. Варламова, Н. П. Ермакова, А. И. Захарченко, Ю. П. Ивенсона, А. П. Калиты, М. В. Кузьменко, А. Н. Леонтьева, Г. Б. Мелентьева, В. Д. Никитина, Г. Г. Родионова, Н. А. Солодова, А. Ф. Соседко, В. Г. Хрюкина, Б. М. Шмакина, а также автора и других исследователей.

Целесообразно определить содержание, вкладываемое автором настоящей книги в некоторые термины и наименования, чтобы затем к этому не возвращаться.

Регион — единая территория, испытавшая взаимосвязанное активное развитие в течение данного тектоно-магматического цикла; структурная область — наиболее крупное подразделение региона; структурная зона, участок — соответственно более мелкие подразделения.

Под тектоно-магматическим циклом подразумевается вся совокупность процессов от начала формирования прогиба до заключительных фаз горообразования и магматизма; под осевым прогибом — область наиболее раннего и интенсивного осадконакопления и магматизма данного цикла, расположенная вдоль максимально активных осевых нарушений.

Продольные (линейные) нарушения — доминирующие структурные направления данного региона, области или зоны; поперечные — ориентированные к продольным под углами порядка 70—90°.

Период процесса рассматривается как более широкое, а стадия и затем этап — более узкие подразделения, связанные с какими-либо качественными изменениями в развитии системы.

Гранитоидный комплекс — совокупность интрузивных или палингенных пород, объединяемых единым глубинным очагом и ограниченным интервалом времени последовательного формирования, строго говоря, в пределах одной структурной зоны.

Фаза и фация интрузии в физическом смысле неразличимы, одинаково являясь результатом дифференциации жидкой магмы. Однако в геологическом понимании фаза, в отличие от фации, на данном эрози-

онном срезе — пространственно обособленное тело, обладающее секущими контактами.

Названия магматических пород, пегматитовых полей, жильных серий, отдельных жил, минеральных ассоциаций и комплексов даются по пороодообразующим минералам, перечисляемым от наименее к наиболее распространенным в данном подразделении. При этом кварц упоминается лишь при необходимости подчеркнуть его относительное количество. В ряде случаев порода или комплекс именуются по одному или двум резко доминирующим или характерным минералам.

Минеральный комплекс — обособление относительно постоянного состава; ассоциация — более общее подразделение, объединяющее два и более нечетко обособленных комплекса.

Понятие низко-, средне- и высокотемпературных жил, минеральных комплексов и ассоциаций основывается на относительных количествах тугоплавких минералов в их составе.

Под плагиоклазом подразумеваются все его разновидности, исключая альбит (№ 0—10), в тех случаях когда в более точном определении нет необходимости или оно неизвестно.

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ

## ЮГО-ЗАПАДНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Представления автора о геологическом строении и докембрийской истории региона подробно изложены ранее (Смирнов и др., 1963, 1967). Ниже приводится лишь весьма краткое изложение основных фактических данных, общей схемы геологической истории и структурного районирования региона, необходимых для сравнительной оценки условий формирования докембрийских гранитоидов и их производных. Основные структурные особенности региона хорошо видны на схеме (фиг. 1). Его крупнейшими элементами являются: Восточно-Саянский антиклинорий, краевая часть платформы, область Енисейского кряжа и Хамардабан-Сангиленская ветвь протерозоид.

Древнейшие толщи докембрия, относимые к канскому и шарыжалгайскому комплексам, вскрыты в горстовых выступах края платформы и Протеросаяна, имеют абсолютный возраст  $2900 \pm 300$  млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966; Клитин и др., 1970), т. е. сопоставимы с древнейшими комплексами Анабарского и Алданского щитов.

Толщи Бельско-Китойской зоны Восточно-Саянского антиклинория (интервал оз. Байкал — р. Ия) имеют трехчленный разрез: вулканогенно-терригенно-карбонатный — в низах (слюдянский комплекс), карбонатный — в средней части (гарганский комплекс) и вулканогенно-карбонатно-терригенный «зеленосланцевый» комплекс — в верхах разреза. Вся толща общей мощностью 10—12 км смята в линейные складки, ориентированные согласно Краевому разлому.

Гранитоиды низов разреза, слагающие более 50% объема пород, могут быть охарактеризованы как палингенные, сравнительно однородные, без четко обозначенных фазовых или фациальных разновидностей. Постмагматические процессы отсутствуют. Граниты состоят на 60—80% из плагиоклаза (№ 25—30) и микроклина, на 20—25% из кварца, биотита и амфибола (не всегда); аксессуарных минералов: апатита, ксенотима, рудных, реже сфена, еще реже — циркона и ортита. Содержания редких элементов, по данным В. В. Булдакова, соответствуют кларковым.

На более высоких стратиграфических уровнях гранитоиды концентрируются в обособленных инъекционных зонах; преобладающая роль в их составе переходит к микроклину, а наряду с биотитом появляется мусковит. Здесь, нередко в тесной связи с зонами мигматитов, отмечаются крупные серии согласных тесно сближенных высокотемпературных пегматитовых тел простого кварц-полевошпатового состава с тем или иным количеством слюд. Абсолютный возраст метаморфизма слюдянской серии 1800—1700 млн. лет (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

В разрезе Дербинской зоны антиклинория (интервал р. Ия — р. Енисей) снизу вверх выделяются: вулканогенно-терригенная алыгджерская свита, существенно карбонатная — дербинская, сланцево-карбонатная жайминская и карбонатно-терригенно-вулканогенная кувайская серии, также смятые в линейные складки, осложненные, однако, резкими и глубокими северо-восточными перегибами, особенно в районах верховьев рек Уды, Агула и северо-западного окончания антиклинория. Мощность

первых трех свит, составляющих дербинскую серию, — 7—9 км, остальных — 5—6 км (Парфенов, 1967; Берзин, 1967, и др.). Особенности гранитоидов в основном сходны с таковыми Бельско-Китойской зоны. Но абсолютный возраст метаморфизма — 500—800 млн. лет; ряд определенных соответствует значениям  $736 \pm 120$ ;  $830 \pm 250$ ;  $1240 \pm 250$  млн. лет (Герлинг и др., 1964; Никитина и др., 1964; Красильников, 1966).

В краевой части платформы выделяется ряд морфологически сходных горстовых и грабеновых структур, наиболее полно изученных в урик-окинском и удинско-тагульском междуречьях.

Онотский грабен выполняют преимущественно карбонатная камчадальская и затем — терригенно-вулканогенная свита Соснового Байца. Структуры грабена прослеживаются к северо-западу под платформенным чехлом, обрываясь в бассейне р. Большой Белой (Гришин и др., 1970). Абсолютный возраст камчадальской свиты 1880—1790 млн. лет, Соснового Байца — 1790—1630 млн. лет (Бузиков и др., 1964; Парфенов, 1967).

Урик-Ийский грабен (фиг. 2) выполнен в основном терригенной белореченской свитой (и ее вероятными аналогами: окинской, ингашинской, харагольской и др.) и залегающей на ней с локальными перерывами и несогласиями вулканогенно-карбонатно-терригенной урикской свитой (далдарминской, шаблыкской), перекрытой грубообломочными ермосхинской, гуникской и аршанской свитами.

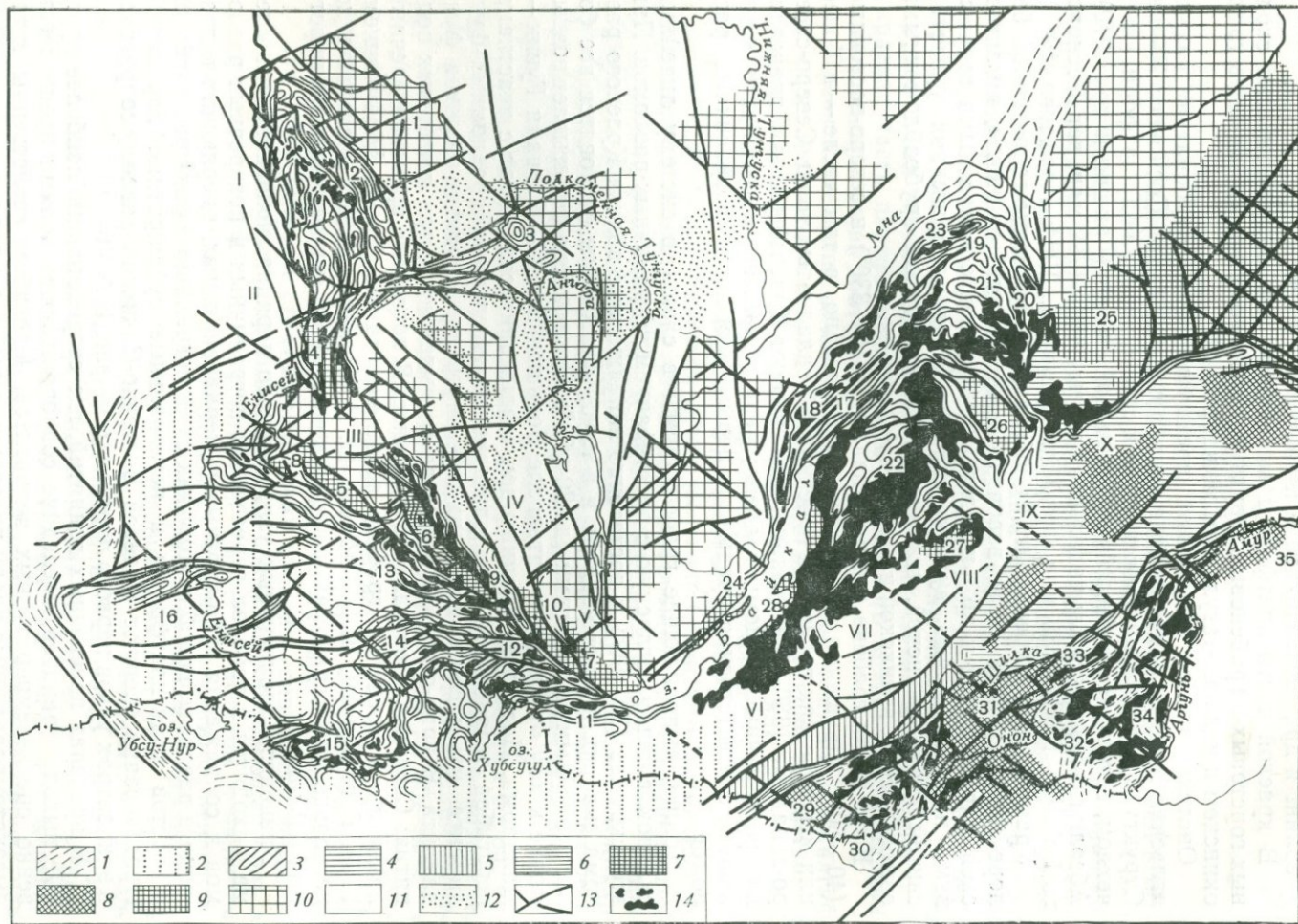
В пределах грабена северо-западные ( $310$ — $330^\circ$ ) и северо-восточные ( $40$ — $50^\circ$ ) нарушения проявлены фрагментарно, в том числе — в более или менее резких перегибах простирающихся складчатых толщ. Северо-северо-западные ( $330$ — $350^\circ$ ) нарушения оперяют Краевой разлом, представляя пограничные разломы грабена; меридиональные и субширотные являются соответственно правым и левым оперением пограничных разломов.

Толщи, выполняющие грабен, смяты в сложную систему линейных складок, в целом согласную с простираем пограничных разломов. При этом крутые ( $70$ — $90^\circ$ ) и достаточно напряженные вблизи Краевого разлома складки к северо-западу и в глубь платформы становятся все более спокойными и пологими (до  $20$ — $30^\circ$ ). Ось грабена испытывает воздымание к югу от Урика, в интервале Большая Белая — Тагна и Гуник — Далдарма. Поскольку границы зон воздымания совпадают с участками перегибов складок и с предполагаемыми поперечными разломами фундамента, мы рассматриваем их как внутренние поднятия блоков фундамента. В урик-окинском междуречье выделяются три локальных поднятия: Северное, Центральное и Южное. В последнее время поперечные поднятия в пределах грабена выделены также Г. Я. Абрамовичем, Г. М. Гундобиным, В. Е. Рябенко, П. И. Шамесом (1970) в сходных, но несколько иных границах и преимущественно в ограничении субширотных разломов.

Эпицентры структурных узлов второго порядка, показанные на схеме, находятся в районах пересечения пограничных и поперечных разломов и сопряжения субширотных и меридиональных, оперяющих пограничные разломы, подобно тому как сами пограничные разломы грабенов и горстов края платформы и региональные субширотные нарушения Протеросаяна оперяют Краевой Восточно-Саянский разлом, сопрягаясь в эпицентрах узлов первого порядка (см. фиг. 1).

В пределах поперечных поднятий, где сосредоточены наиболее крупные выходы гранитов, последние сопровождаются полями преимущественно среднетемпературных пегматитов. Прогибам свойственны лишь высокотемпературные кварц-полевошпатовые пегматиты.

Окинские гранитоиды находятся на значительном удалении от Краевого разлома, в пределах поперечного прогиба в зоне перехода от Восточной к Центральной области края платформы. Мощность интенсивно дислоцированных и метаморфизованных по амфиболовой фации протеро-



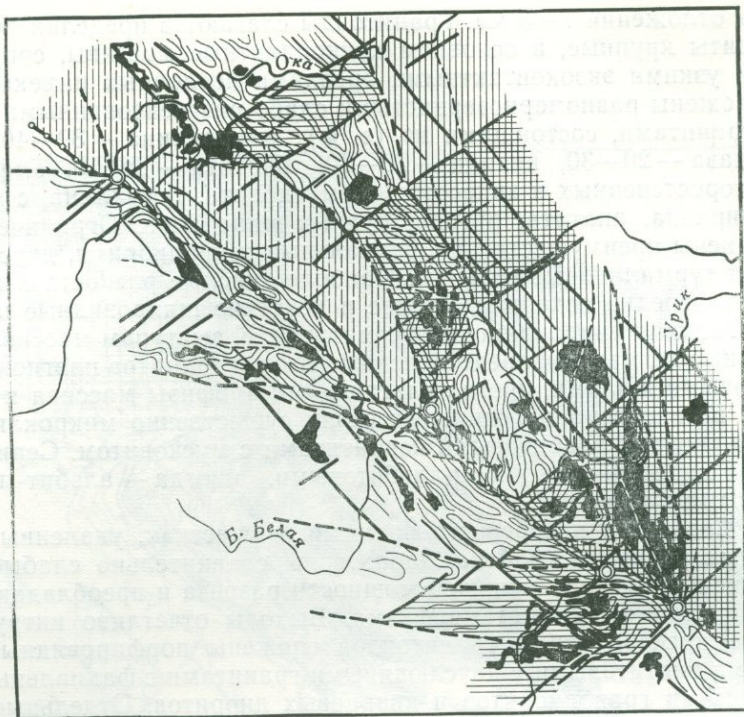
зойских отложений 7—8 км. Гранитоиды слагают в пределах белореченской свиты крупные, в основном конкордантные массивы, сопровождающиеся узкими экзоконтактными ореолами послонных инъекций. Массивы сложены равномернозернистыми слабо разнейсованными биотитовыми гранитами, состоящими из (в %): микроклина — 30—40, альбито-оклаза — 20—30, кварца — 20—30, биотита — до 10, амфибола — до 3; второстепенных и акцессорных: мусковита, турмалина, сфена, граната, циркона, апатита, рутила, рудных минералов. Ограниченно распространены преимущественно фациальные гранодиориты, двуслюдяные и биотит-турмалиновые граниты. Наиболее кислые разности в апикалях массивов нередко содержат мелкие и нечеткие шлировидные обособления плагиоклаз-микроклиновых пегматитов. К выступам массива тяготеют жильные пегматиты, представленные вблизи гранитов плагиоклаз-микроклиновыми жилами, иногда слагающими апофизы массива и сменяющимися по простиранию жильных серий существовавшими микроклиновыми, затем микроклин-альбитовыми пегматитами с мусковитом. Серии завершаются существовавшими кварц-альбитовыми, иногда — альбит-мусковит-кварцевыми жилами.

Для Северного поперечного поднятия в участках, удаленных от пограничных разломов грабена, характерны сравнительно слабые складчатые дислокации при меньшей мощности разреза и преобладающей зеленосланцевой фации метаморфизма. Выходы отчетливо интрузивных, частично дискордантных гранитоидов сложены порфириновидными нормальными биотитовыми и двуслюдяными гранитами с фациальными разновидностями гранодиоритов и кварцевых диоритов. Отдельные выступы и апофизы массивов обогащены фациальными обособлениями существовавшими микроклиновыми пегматитов и сопровождаются жильными сериями низкотемпературных, в том числе редкометалльных, пегматитов, завершающимися наиболее широко распространенными кварц-альбитовыми жилами, обогащенными слюдами и минералами грейзеновых ассоциаций.

Центральное поперечное поднятие находится в суженной части грабена. Мощность более интенсивно смятых протерозойских отложений составляет 4—6 км. Гранитоидные массивы дискордантны, но их апикальные части, апофизы и сателлиты нередко согласны с вмещающими толщами.

**Фиг. 1.** Структурная схема южного обрамления Сибирской платформы. Составлена на основе материалов Государственной геологической съемки и структурных схем А. Д. Смирнова, Л. И. Салопы, Е. Н. Алтухова, К. А. Клитина, Т. Г. Павловой, Е. С. Постельникова, О. А. Вотача, В. Г. Гладкова, М. И. Гришина, В. К. Пятницкого, Г. Г. Ремнеля, В. Е. Диброва, М. С. Нагибиной, Б. Н. Красильникова, М. М. Одинцова, Р. И. Гришкяна и др.

1 — зоны герцинской складчатости; 2 — ранние палеозойды; 3 — протерозойды; 4 — зона станового комплекса; 5 — Малханская зона; 6 — Бирюсинская зона; 7 — зона гетерогенного фундамента; 8 — срединные массивы и плиты; 9 — выходы нижнеархейского кристаллического фундамента; 10—12 — области в пределах платформы: 10 — слабарушенного нижнеархейского фундамента; 11 — позднеархейской раннепротерозойской консолидации; 12 — наибольшего распространения трапповых, основных и щелочных интрузий; 13 — зоны разрывных нарушений; 14 — гранитоиды. Цифры на схеме. Поперечные инфраструктурные области: I — Енисейская; II — Южно-Енисейская; III — Западная; IV — Центральная; V — Восточная; VI — Южно-Байкальская; VII — Центрально-Байкальская; VIII — Северо-Байкальская; IX — Баргузино-Витимская; X — Муйско-Удоканская. Основные структурные элементы: 1 — Вельминское поднятие; 2 — Енашиминское поднятие; 3 — Чадобецкое поднятие; 4 — Южно-Енисейская глыба; 5 — Канский горст; 6 — Бирюсинский горст; 7 — Шарыжалгайская глыба; 8—10 — грабены; 8 — Манский, 9 — Урик-Ийский, 10 — Онотский; 11 — Хамар-дабан; 12 — Окский синклиниорий; 13 — Дербинская зона; 14 — Одурум-Шутхулайское поднятие; 15 — Сангилен; 16 — Западный Саян; 17—20 — антиклинории: 17 — Байкало-Витимский, 18 — Чуйский, 19 — Тонодский, 20 — Нечерский; 21—22 — синклинории: 21 — Бодайбинский, 22 — Баргузино-Витимский; 23—24 — прогибы: 23 — Жуинско-Патомский, 24 — Прибайкальский; 25—28 — глыбы: 25 — Чарская, 26 — Муйская, 27 — Амалатская, 28 — Байкальская; 29 — Мензенский блок; 30 — Даурский прогиб; 31 — Агинская плита; 32 — Борзинский прогиб; 33 — Борщовочный блок; 34 — Приаргунское поднятие; 35 — Могочинское поднятие



Фиг. 2. Схема блоковых структур фундамента Урик-Ийского грабена.  
Условные обозначения те же, что и на фиг. 3

Основной объем Зимовнинского массива сложен массивными биотитовыми гранитами, состоящими из (в %): плагиоклаза (№ 20—30) — 30—35, микроклина — 25—35, кварца — 20—30, биотита — 3—5; второстепенных и аксессуарных: мусковита, амфибола, сфена, монацита, апатита, лейкоксена, ильменита, магнетита, турмалина, циркона, эпидота, колумбита, ортита, флюорита; реже: ксенотима, рутила, сульфидных минералов, граната, сподумена. Двуслюдяные граниты развиты ограниченно, но широко представлены в небольших выходах гранитов вреза р. Большой Белой и в ее левобережье. Их примерный состав (в %): кварца — 30—35, микроклина — 20—30, плагиоклаза (№ 14—15) — 20—30, биотита — 3—5, мусковита — 3—7. При том же наборе аксессуарных минералов, что и в биотитовых гранитах, они обогащены турмалином, флюоритом, лейкоксом, монацитом, апатитом; встречается берилл, но сподумен не обнаружен.

Граниты сопровождаются полями среднетемпературных пегматитов, относительно обогащенных альбитом в северо-восточной части поднятия, и микроклином, отчасти плагиоклазом — в его юго-западной части. Метаморфизм вмещающей толщи в первом случае — переходный от амфиболовой к зеленосланцевой фации, во втором — низкотемпературный амфиболовый.

Южное поднятие находится в районе эпицентра структурного узла 1-го порядка и непосредственно примыкает к Краевому разлому, отличаясь резкой расчлененностью фундамента, перекрытого 5—6-километровой толщей осадков. Гранитоиды интродуцируют белореченскую свиту и низы урикской, слагая крупные массивы, дискордантные в пределах белореченской свиты, но с согласной кровлей в низах урикской. Контакты с вмещающими породами резкие, экзоконтактные изменения выражаются преимущественно в зонах закалки. Главная масса гранитов —

массивные, биотитовые граниты, состоящие из (в %): плагиоклаза (№ 20—30) — 30—35, микроклина — 25—35, кварца — 20—30, биотита — 3—5. Широкие краевые зоны массива слабо разгнейсованы, иногда порфиroidны и сложены биотит-амфиболовыми плагиогранитами и гранодиоритами, имеют постепенные переходы с биотитовыми гранитами. Отдельные, преимущественно апикальные участки массивов представлены двуслюдяными мелко-крупнозернистыми и пегматоидными гранитами, состоящими из (в %): плагиоклаза (№ 15—20) — 20—30, микроклина — 30—40, кварца — 30—35, биотита и мусковита — 5—8. Акцессорные минералы биотитовых и двуслюдяных гранитов в основном те же, что и в соответствующих гранитах Центрального поднятия, при несколько меньших содержаниях апатита, эпидота, сфена и больших — монацита. Граниты сопровождаются в основном нередкометальными микроклин-плагиоклазовыми и плагиоклаз-микроклиновыми пегматитами с турмалином и бериллом.

Определения абсолютного возраста в пределах грабена немногочисленны и противоречивы: белореченской (окинской) свиты — 1380—1320 млн. лет (Косыгин, 1962), аршанской — 1380—1315 млн. лет (Дибров, 1964), ермосхинской — 870—720 млн. лет (Додин, Маньковский, 1963). Возраст соскладчатых гранитоидов, вытянутых преимущественно вдоль Краевого разлома, — 2020 млн. лет (Абрамович, 1970); «саянских» гранитов и пегматитов в районе р. Урика — 1800—1300, а также 1085 млн. лет (Слепнев, Шанин, 1961; Никитин и др., 1964); небольших штокообразных тел гранитоидов, рвущих местами ермосхинскую свиту (игнокский и гуникский комплексы, по Г. Я. Абрамовичу, 1970), — 750—1270 млн. лет.

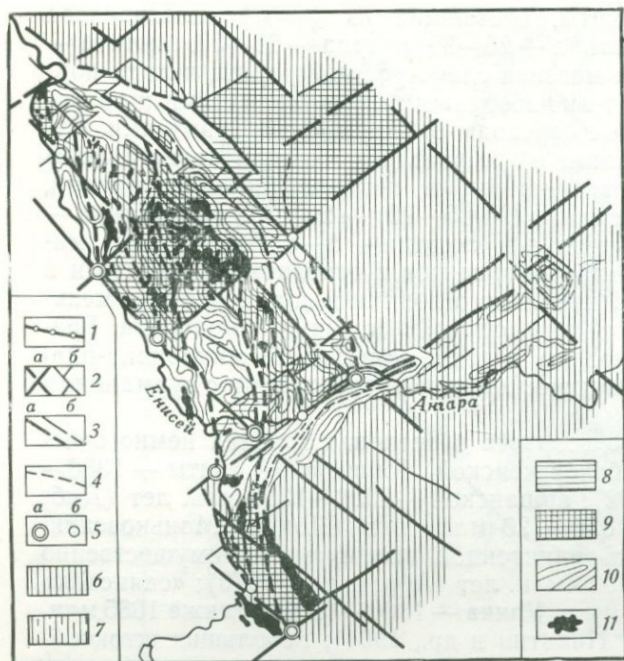
Бирюсинский грабен, по данным Н. А. Берзина (1967) и Л. М. Парфенова (1967), выполнен существенно карбонатной миричунской свитой (4—5 км), которая с локальными перерывами перекрывается кичинской, параллелизуемой с позднепротерозойским карагаско-оселочным комплексом, а подстилается жайминской свитой дербинской серии.

Бирюсинский горст, согласно Е. В. Диброву, снизу вверх слагают: существенно терригенная — энзинская и карбонатно-терригенные тепсинская и шельминская свиты, объединяемые в бирюсинскую серию (мощностью 3,5—5 км), выше которой залегает нерсинская свита. Однако последовательность и правомочность такого подразделения до сих пор остаются спорными.

Общий план разрывных нарушений в основном сходен с таковым урик-ийского междуречья при более четко проявленных, поперечных к Краевому разлому северо-восточных нарушениях. Соответственно северо-западное простирание осадочных толщ осложнено рядом резких и глубоких перегибов северо-восточного простираня, наиболее значительных в верховьях Тагула и Уды.

Протерозойские гранитоиды подразделяются на два главных комплекса: онотский (в основном довольно однородные гнейсо-граниты и мигматиты) фиксируется на уровне энзинской свиты, саянский — по всему разрезу. Однако в условиях его локализации намечаются две крайние ситуации: большая часть гранитоидов сосредоточена вдоль Бирюсинского разлома, интрузируя всю протерозойскую толщу; другая — к югу от разлома — во внутренних участках горста, где контролируется разломами субортогональной системы, локализуясь преимущественно на уровне тепсинской свиты.

В подошве тепсинской свиты гранитоиды представлены согласными разгнейсованными телами; сопровождаются инъекционными и метаморфическими ореолами, не имея четко выраженных границ с вмещающими толщами. Несомненно выше по разрезу граниты концентрируются в сравнительно обособленных интрузивных конкордантных массивах. Сравнительно выдержанные по составу, в основной своей массе, нормальные



Фиг. 3. Схема блоковых структур фундамента Енисейского кряжа (по тектонической схеме О. А. Вотеха, 1968, и др.)

- 1—4 — разломы:
- 1 — краевой,
- 2 — субортогональной системы (а — главные, б — второстепенные),
- 3 — субширотные и субмеридиональные (а — главные, б — второстепенные),
- 4 — оперяющие субмеридиональные;
- 5 — эпицентры структурных узлов первого (а) и второго (б) порядка;
- 6 — область платформы;
- 7—9 — поднятия фундамента:
- 7 — продольные,
- 8 — поперечные,
- 9 — совмещенные;
- 10 — простирания складок толщ, перекрывающих фундамент;
- 11 — гранитоидные интрузии

биотитовые граниты содержат (в %): плагиоклаз (№ 15—30)—20—30, микроклин, реже ортоклаз — 30—50, кварц — 35, биотит — до 10. Второстепенные и акцессорные минералы: мусковит, циркон, сфен, эпидот, апатит, рутил, гранат, рудные минералы. Производные гранитов — слюдонаосные пегматиты — практически все (до 90%) локализованы в пределах существенно сланцевой «продуктивной» тепсинской свиты, не имея четкой приуроченности к каким-либо конкретным массивам. Скопления пегматитов соответствуют участкам перегибов простираний сланцевой толщи, отражающих пересечения разломов фундамента. По данным М. П. Глебова (1970), минеральный состав жил изменяется от кварц-плагиоклазового (№ 25—30) с биотитом наиболее ранних «первично-метаморфических» жил к кварц-микроклин-плагиоклазовому (№ 15—25, затем 5—15) с мусковитом «магматических» и «замещенных» отчетливо интрузивных жил. Ограниченно распространены мусковит-кварцевые с микроклином и альбитом жилы и прожилки, завершающие жильные серии.

Определения абсолютного возраста (Герлинг и др., 1964; Никитина и др., 1964; Дибров, 1964; Бузиков и др., 1964; Тугаринов, Войткевич, 1966) для бирюсинской серии соответствуют 1900—500 млн. лет, группируясь в интервалах 1900—1700, 1200—800 и 700—500 млн. лет. Единичные определения в низах разреза — 2140—2500 млн. лет. Возраст «онотских» гранитов 1900—1740 млн. лет; гранитов и пегматитов саянского комплекса — 850—500 млн. лет; единичные определения — 933—1193 млн. лет.

На Енисейском кряже (фиг. 3) низы разреза (Южно-Енисейская глыба) сложены разделенными несогласием кристаллическими толщами архейской — канской и архейской или нижнепротерозойской — енисейской (веснинской) серий (Вотех, 1968). Выше (в заангарской части кряжа) залегает нижнепротерозойская вулканогенно-карбонатно-терригенная тейская серия (мощностью до 2 км), близкая, по мнению ряда исследователей, к платформенному типу.

Средневерхнепротерозойский разрез слагают: преимущественно терригенная — сухопитская, карбонатно-терригенная с вулканогенными прослоями в верхах — тунгусинская и преимущественно терригенно-карбонатная — ослянская серии общей мощностью до 8—10 км; затем песчано-сланцевая с доломитами — чингасинская и молассовая тасеевская серии, относимые к самым верхам докембрия и низам кембрия (Кириченко, 1963; Замараев, 1967; Вотях, 1968, и др.). По мнению М. Н. Белянкиной и др. (1968), сухопитская серия формировалась еще в субплатформенном прогибе, а тунгусинская — уже в резко расчлененном — геосинклинальном. Наиболее отчетливые посленижнепротерозойские перерывы и несогласия фиксируются в основании тасеевской серии, ослянской и тунгусинской. Локальные несогласия и перерывы, так же как и более крупные, как подчеркивает О. А. Вотях, в различных участках Енисейского кряжа постепенно исчезают по латерали или (и) распадаются на ряд разновозрастных поверхностей, в целом «омолаживаясь» к востоку.

Региональный структурный план территории определяется блоковым поднятием Центрального антиклинория, а также менее отчетливыми поперечными поднятиями и прогибами. Западный продольный прогиб отличается мощным разрезом, достигающим 10 км и более. Толщи смяты в линейные складки с отклонениями простираний в районах поперечных структур. В Центральном антиклинории преобладают коробчатые и куполовидные складки, разделенные узкими зонами сжатых, изменяющих простирания от северо-западных до северо-восточных. Еще более отчетливо тот же (германотипный, по мнению Б. Н. Красильникова) характер складок свойствен толщам Восточного прогиба, который расчленен поперечными структурами на ряд областей (синклинориев). При этом в юго-восточном Ангаро-Питском синклинории мощность отложений оценивается от 5 до 8 км; в Кордо-Лебяженском — 4—5 км и менее; в пределах Енашиминского поперечного поднятия всего 2—3 км; на Вельминском поднятии (слабо дислоцированные верхнепротерозойские толщи) не более 1—1,5 км (Косыгин и др., 1964). Продольные разрывы Енисейского кряжа имеют северо-западное (300—330°) и субмеридиональное (330—360°) простирания, совмещающиеся в районах поперечных поднятий и прогибов.

Гранитоиды Енисейского кряжа подразделяются на три комплекса: таракский, представленный соскладчатými гнейсо-гранитами в пределах енисейской серии; посольнинский, концентрирующийся преимущественно в Западном прогибе на уровне тейской свиты, в низах которой он представлен соскладчатými разгнейсованными гранитами, окруженными мощными инъекционными ореолами в условиях амфиболовой фации метаморфизма; каламинский (татарско-аяхтинский) — в Центральном поднятии, где он тяготеет к поперечным енашиминским структурам на уровне сухопитской и верхов тейской серии, метаморфизованной преимущественно до зеленосланцевой фации, реже — в низах тунгусинской. И. Л. Комов (1969) выделяет еще тейский гранитоидный комплекс, контролируемый поперечными северо-восточными разломами в низах протерозойского разреза Центрального поднятия. Предполагается, что по времени максимального проявления посольнинский и каламинский комплексы соответствуют двум наиболее отчетливым несогласиям — в основании ослянской и тасеевской серии. При этом «гранитоидные интрузии формировались так же, как эти крупные поверхности несогласия: не в связи с проявлением единой кратковременной фазы складчатости, а в результате многократных длительных движений, сопровождавшихся магматизмом» (Вотях, 1968, стр. 102). А поскольку несогласия последовательно омолаживаются вкост простирания структур с запада на восток, в этом направлении последовательно омолаживается и средний возраст гранитоидов. В пограничной области, между Западным проги-

бом и Центральным поднятием, различия гранитоидов посольнинского, тейского и каламинского комплексов в значительной мере утрачиваются.

Так же как гранитоиды Бирюсинского горста, посольнинские гнейсо-граниты в низах тейской свиты слагают мелкие соскладчатые тела, сопровождающиеся ореолами послонных инъекций и мигматитов, будучи представлены, однако, несколько более кислыми биотитовыми гранитами. Так, в междуречье Вороговки и Нижней Сурпихи они состоят из (в %): микроклина — 27—40, плагиоклаза (две разновидности: № 4—8 и № 16—22) — 25—38, кварца 28—37, биотита — 2—3 (Даценко, 1968). Выше гранитоиды формируют более крупные и обособленные массивы (Посольнинский, Чистяковский, Абалаковский и др.) с ограниченными инъекционными ореолами; представлены еще более кислыми гранитами, состоящими из (в %): плагиоклаза — 10—20, микроклина — 40—60, кварца — 20—40, биотита — 3—15, мусковита, амфибола; аксессуарных: циркона, апатита, монацита, турмалина, сфена, рутила (Белянкина, Долгинов, 1963). Характерно широкое развитие фациальных и фациально-фазовых, нередко — двуслюдяных и мусковитовых разновидностей разнообразного — более кислого и щелочного состава, тяготеющих к верхам разреза. Они менее разгнейсованы, обладают среднезернистой, порфирированной и аплитовидной структурой, содержат шлировые обособления пегматитов и аплитов. Местами в них заметно проявлены постмагматические процессы. Гранитоиды сопровождаются высоко- и средне-температурными полевошпатовыми, а также слюдоносными пегматитами, которые в основном сконцентрированы в районе сопряжения Западного и Иркиневского прогибов. Непосредственно среди гнейсо-гранитов располагаются плагиоклаз-кварц-микроклиновые пегматиты, сменяющиеся вверх по разрезу существенно кварц-микроклиновыми с мусковитом, затем мусковит-микроклин-кварц-альбитовыми и, наконец, мусковит-альбит-кварцевыми с микроклином и бериллом и существенно кварцевыми жилами. В целом эти пегматиты отличаются от бирюсинских бóльшим количеством кварца, берилла, обогащенностью слюд литием, значительным количеством минералов, содержащих В, F, P, широким развитием процессов замещения, миарол. В связи с посольнинскими гранитами, но уже в пределах Центрального поднятия Енисейского края (т. е. с гранитами, выделяемыми И. Л. Комовым в тейский комплекс) отмечаются также скарны синмагматического генезиса с повышенными концентрациями Be, Li, Mn, Ti, Rb, Cr, TR.

Формирование гранитоидов, относящихся к каламинскому (татарско-аяхтинскому) комплексу, в пределах Центрального антиклинория при сравнительно небольшой мощности (3—6 км) отложений, перекрывающих фундамент, связано с субмеридиональной и субортогональной системами разломов. Характерны отчетливо интрузивные массивы с ограниченными экзоконтактовыми ореолами и широко проявленными процессами постмагматического замещения.

Уволожская группа массивов представлена небольшими гипабиссальными телами, которые рвут посольнинские граниты, в виде малых дискордантных тел, состоящих из (в %): микроклина — 30—65, кислого плагиоклаза — 10—30, кварца — 20—30, слюд — 5—10. С гранитами связаны низкотемпературные полевошпатовые пегматиты, кварцевые жилы, а также постмагматические скарны с магнетитом, шеелитом и повышенными концентрациями олова. Известны субвулканические фации гранитоидов с пневматолит-гидротермальными производными. По мнению В. М. Даценко (1968), дифференциатами гранитоидов каламинского комплекса являются также щелочные сиениты. Для междуречья Вороговки и Нижней Сурпихи им приводится следующий состав каламинских гранитов (в %): микроклина — 25—32, плагиоклаза (преимущественно альбит № 5) — 26—30, кварца — до 35, биотита — 1—2. Граниты обогащены Li, Be, Nb и рядом других элементов.

Гранитоидные массивы поперечного Енашиминского поднятия, по мнению О. А. Глико (1957), — выступы единой межформационной интрузии с пологой, в основном согласной кровлей. Для обширных экзоконтактных зон роговиков и слюдястых сланцев характерны многочисленные межпластовые ответвления и сателлиты массивов. Структура гранитов средне- и крупнозернистая, четко порфиоровидная, сложение — массивное с разгнейсованными зонами эндоконтактов, включающих согласные ксенолиты кровли. Предполагается двух-трехэтапное формирование массивов с фациально-фазовыми соотношениями разновидностей, отличающихся различными содержаниями полевых шпатов (при общем значительном преобладании микроклина), кварца, слюд, второстепенных и аксессуарных минералов, а также минералов, содержащих компоненты летучих соединений. Характерно широкое развитие гранодиорит-адамелитовых разновидностей гранитоидов. Среди многочисленных аксессуарных минералов характерны циркон, апатит, ильменит, магнетит, фергусонит, ксенотим, монацит, сфен, турмалин, флюорит, топаз, касситерит, шеелит (Комов, 1968, и др.). Массивы сопровождаются жильными гранитами, гранит-порфирами, диабазовыми порфирами, порфиоровидными аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами. Апикальные части некоторых массивов интенсивно изменены постмагматическими процессами, обогащены турмалином, флюоритом, реже — топазом, сопровождаются грейзенами и кварцевыми жилами.

Большая часть пегматитов, связанных с гранитоидами каламинского комплекса, представлена низкотемпературными альбит-микроклиновыми и микроклин-альбитовыми разновидностями, нередко обогащенными турмалином, слюдами и бериллом, содержащими миаролы, и пустоты с кристаллами кварца и других минералов. З. Г. Караева выделяет две группы жил: существенно кварц-микроклиновые, преобладающие вблизи гранитов, и удаленные от гранитов, резко обогащенные альбитом (до 50% и более). Последние переходят по простиранию в существенно кварцевые с мусковитом, турмалином и мелкими блоками микроклина, нередко сопровождаясь альбитовыми, кварцевыми, флюорит-кварцевыми, барит-кварцевыми, гематит-кварцевыми и карбонатными жилами и прожилками. В целом для пегматитов характерны обогащенность минералами Sn, В, Р, F и присутствие сульфидов.

В пределах Енисейского кряжа определения абсолютного возраста (в млн. лет): чингасинской серии — 745, тунгусинской — 1040—850, сухопитской и сопоставимых толщ Чадобецкого поднятия — 1140—1290, тейской — 1600—1400; время накопления енисейской серии — 2500—1900 (Волобуев и др., 1964; Тугаринов, Войткевич, 1966; Белянкина и др., 1968). По мнению Ю. А. Косыгина с соавторами (1964), С. М. Замараева (1967), М. Н. Белянкиной, чингасинская серия, так же как и тасевская, сопоставима с карагаско-оселочным комплексом Присаянья. Возраст тарахских гранитов  $1750 \pm 50$ — $2000 \pm 200$  млн. лет (Жиров и др., 1960; Волобуев, 1964); возраст посольнинских гранитоидов  $800 \pm 120$  млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966); тейских  $910 \pm 30$  млн. лет (Комов, 1969); каламинских  $620 \pm 50$  млн. лет; гибербазитов Чадобецкого поднятия 800 млн. лет (Красильников, 1966; Вотях, 1968).

В Хамардабан-Сангиленской ветви протерозоид крупнейшими структурными элементами являются: сложная область Западного Хамардабана, Окинский синклинорий, Одурум-Шутхулайское поднятие, Сангилен и Харальский прогиб (см. фиг. 1). В разрезе Хамардабана снизу вверх выделяются: терригенно-карбонатные с эффузивами — кыренская и хангорульская свиты, карбонатно-сланцевые — зунмурунская и битуджидинская, карбонатно-эффузивно-сланцевая — шубутуйская. По А. Д. Смирнову, кыренская и хангорульская свиты соответствуют средним и верхним частям слюдянского комплекса, зунмурунская и низы битуджидинской — гарганскому (так же как иркутная и ильчирская свиты Тункин-



ских Альп), остальная часть разреза — зеленосланцевому комплексу. А. А. Шафеев (1969) выделяет шесть свит «хамардабанской серии», относя нижние три к слюдянской, а верхние — к «хангорульской» серии, подчеркивая при этом согласное залегание всех свит разреза. Для непрерывного в основном разреза характерны, однако, локальные перерывы и несогласия (Парфенов, 1967, и др.), частые фациальные изменения толщ по их простиранию и значительные колебания мощностей в областях, сопряженных с глыбовыми поднятиями.

Складчатым структурам Хамардабана свойственно непостоянство простираний, меняющихся от доминирующего субширотного до северо-западного и северо-восточного — вдоль краев поднятий и глыб. Среди разрывных нарушений преобладают наиболее выдержанные субширотные; менее отчетливы и фрагментарны разрывы северо-западного и северо-восточного направлений.

Гранитоиды слагают вытянутые в субширотном направлении крупные согласные, сравнительно четко обособленные интрузивные массивы, сопровождающиеся более или менее локальными зонами послонных интрузий и мигматитов в условиях среднетемпературного метаморфизма.

Главная масса гранитоидов — биотитовые и биотит-амфиболовые граниты и плагиограниты. Выступы массивов и их сателлиты сложены плагиоклаз-микроклиновыми, биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Иногда на границе фациальных разновидностей им свойственны первично-полосчатая текстура и шпировидные обособления микроклиновых пегматитов, переходящих в апикальных частях массивов в секущие жилы и прожилки. Производные гранитов: существенно плагиоклазовые (олигоклаз) и плагиоклаз-микроклиновые пегматиты со слюдами и сменяющие их по простиранию жильных серий существенно микроклиновые, реже альбит-микроклиновые с турмалином, мусковитом и другими минералами.

Определения абсолютного возраста в пределах Хамардабана (592—306 млн. лет) согласуются с возрастом нижнепалеозойских гранитов (495—377 млн. лет) и, очевидно, обязаны их «омолаживающему» воздействию (Никитина и др., 1964). По мнению А. А. Шафеева, основные этапы складчатости, метаморфизма и формирования гранитоидов припадают на конец верхнего протерозоя и, возможно, начало палеозоя.

Окинский синклиниорий выполнен карбонатными и вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями ильчирской и окинской свит, параллелизуемых соответственно с гарганским и зеленосланцевым комплексами, при общей мощности более чем 7 км (Парфенов, 1967). Гранитоиды представлены единичными, в основном непродуктивными крупными массивами преимущественно биотитовых гранитов, согласными с вмещающими толщами. Абсолютный возраст метаморфизма 870—708 млн. лет (Никитина и др., 1964).

Одурум-Шутхулайское поднятие вытянуто в северо-восточном направлении. В его широкой сводовой части наблюдается полный, но сокращенный (6 км) разрез слюдянского комплекса, который согласно сменяется существенно карбонатным — айлыгским (гарганским) и затем харальским (зеленосланцевым). Все три толщи, особенно в крыльях структуры, интенсивно инъецированы гранитами и мигматитами. Залегания пластов в своде поднятия пологие, нередко субгоризонтальные; в обрамлении — крутые.

На Сангилене также существует трехчленный разрез, параллелизуемый А. Д. Смирновым с восточносаянским: терригенный — в низах (тесхемская и мугуровская свиты, объединяемые в чинчилигскую серию), карбонатный — в средней части (балыгтыгхемская и чертысская свиты) и сланцево-карбонатно-эффузивный — в верхах разреза (нарынская и чатырхойская свиты). В отличие от восточносаянского, разрез менее мощный (5—8 км), в нижнем терригенном комплексе отсутствуют вул-

каногены, а средний (карбонатный) — переходит к северу в карбонатно-терригенный.

Характерными элементами структурного плана являются «сангиленские дуги», отражающие, как мы полагаем, сложно сопряженные разломы фундамента. Наиболее сжатые крутые складки свойственны узким зонам, вытянутым вдоль осевых линий «дуг», тогда как между ними, особенно к западу и востоку от района соприкосновения северных и южных дуг, выгнутых навстречу друг другу, расположены обширные «поля пологих дислокаций» с штамповыми, купольными и брахиантиклинальными типами складок. Докембрийские интрузивные породы Сангилены, по данным В. Г. Хрюкина, С. П. Гавриловой и других исследователей, в основном представлены разнообразными гранитоидами. Примечательно, что в районах широкого развития соскладчатых гранитоидов низов разреза, т. е. преимущественно по периферии области Сангилены, Н. В. Рогов (1968) отмечает признаки несогласного залегания нарынской свиты на подстилающих карбонатных толщах.

Главная масса гранитоидов сосредоточена в нижней терригенной толще; образует скопления факолитоподобных тел или крупные соскладчатые массивы биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов с широкими инъекционными ореолами. Отмечаются зависимость состава гранитов от состава вмещающих пород и вероятно палингенное их формирование (Рогов, 1968). По данным В. Г. Хрюкина, С. П. Гавриловой, В. В. Ляховича и других, в составе амфибол-биотитовых гранитов (в %): плагиоклаза (№ 8—15) — 13—15, микроклина — 40—45, кварца — 35—40, биотита — 2—3; аксессуарные: монацит, ортит, циркон, пирит, апатит, гранат, сфен, рутил, анатаз, сподумен, лейкоксен, флюорит, касситерит.

В карбонатной толще размеры и количество массивов (преимущественно плагиогранитного состава) уменьшаются вверх по разрезу. Будучи конкордантными, массивы значительно четче обособлены, сопровождаются небольшими экзоконтактовыми ореолами и представлены диоритами, гранодиоритами, тоналитами наряду с биотитовыми, двуслюдяными, лейкократовыми, часто пегматоидными гранитами и граносиенитами. Среди аксессуарных минералов, по данным Н. Н. Мартыанова и В. В. Ляховича, значительное место принадлежит циркону, гранату, апатиту, турмалину, флюориту, сподумену, колумбиту, касситериту, рутилу, анатазу, фергусониту, перовскиту, висмутину, карбонатным минералам, сульфидам свинца, меди, цинка, молибдена.

Продуктивные гранитоиды сосредоточены преимущественно на периферии осевых линий сангиленских дуг, тяготея к районам пересечения разломов фундамента и соответственно перегибов простирающихся складок, перекрывающих их отложений. Производные гранитов — кварц-полевошпатовые с мусковитом пегматиты — на уровне нижней терригенной толщи и низкотемпературные, обогащенные альбитом, нередко слюдами и иными минералами грейзеновых ассоциаций, — на уровне средней и верхней.

Определения абсолютного возраста гранитов — 400—500 млн. лет. Вместе с тем П. В. Рогов приводит цифру 603 млн. лет для лейкократовых фаций «мигматит-гранитов» нижних горизонтов разреза, а также 675—695 млн. лет для мусковит-полевошпатовых пегматитов этих же уровней разреза.

Харальский прогиб ориентирован в северо-восточном направлении вдоль края Одурум-Шутхулайского поднятия. Однако ответвление прогиба (Каахемская зона), отделяющее Одурум-Шутхулайское поднятие от Восточной Тувы и Сангилены, имеет северо-западное простираание. Здесь вскрыты мощные (6,5 км) сланцево-эффузивные отложения харальской свиты, сопоставляемой с карбонатно-терригенной нарынской свитой Сангилены, мощность которой менее 3 км, а также с отложениями Джебашской зоны Западного Саяна (Волонтэй, 1963; Красильников,

1966). Отмечая структурное единство Харальского и Окинского прогибов в докембрии, Б. Н. Красильников подчеркивает различия в соотношениях кембрия и докембрия: в основном согласного — в Харальском прогибе и резко несогласного — в Окинском синклинии.

Гетерогенность фундамента Сибирской платформы вслед за Н. С. Шатским (1932) признается большинством исследователей. Геофизическими методами в различных ее участках выделяются три слоя (Бойцов, Старицкий, 1965; Проводников, 1965, и др.). При этом средний слой, принадлежащий фундаменту (верхнеархейскому или нижнепротерозойскому), в ряде случаев входит в состав платформенного чехла. В области Алданского щита доказывалось существование взаимопереходов по простиранию платформенных моласс удоканской серии в обрамляющие щит складчатые толщи станового комплекса (Кориковский, Федоровский, 1964; Башарин, 1967), хотя существуют мнения и о значительно более молодом возрасте этой серии.

В фундаменте юга платформы намечаются три основных направления древнейших дизъюнктивных нарушений: северо-восточные, северо-западные и субмеридиональные. Крупнейшая полоса северо-восточных направлений (Ангаро-Вилюйская или Ангаро-Мунская зона разломов) прослеживается от междуречья Ока — Тагул в районы Зарайска, Братска и далее, фиксируясь в структурах Мархинского грабенообразного прогиба. На схемах А. А. Арсеньева (1961), М. П. Гришина и др. (1970), С. А. Другова (1966) эта система нарушений прослеживается через всю платформу, отделяя ее восточную часть от западной. Параллельно этой зоне в районе Енисейского кряжа располагаются: Иркинеевско-Катангский и Тунгусский авлакогены, выполненные аналогами сухопитской, тунгусинской и тасеевской свит и серий (Дашкевич и др., 1970; Вотях, Шибистов, 1970). Северо-западные структурные направления менее отчетливы, фрагментарно прослеживаясь параллельно Краевому Восточно-Саянскому разлому. Наиболее четко проявленные в современном структурном плане субмеридиональные разломы деформируют северо-восточные и северо-западные. Часть из них соответствует границам блоков перикратонного опускания (Косыгин и др., 1964), находящимся на продолжении пограничных разломов грабенов и горстов саянского края платформы. Северо-восточные структуры разделяют южную часть платформы на пять сложных областей: Восточную, Центральную, Западную (Одинцов и др., 1962), Южно-Енисейскую и Енисейскую.

Восточная область состоит из крупных раннеархейских блоков, отличающихся наибольшей стабильностью и устойчивой тенденцией к воздыманию в протерозое, и перекрыта маломощным чехлом горизонтально залегающих платформенных отложений. Западная область включает раннеархейские блоки, объединяемые обширными полями позднеархейской или нижнепротерозойской консолидации. Центральная область, в пределах которой нижнеархейских блоков не зафиксировано, отличается повышенной мобильностью и проницаемостью для магматических продуктов. Ее присаянская часть характеризуется максимальными (до 4—4,5 км) мощностями интенсивно дислоцированного карагаско-оселочного комплекса (абсолютный возраст 700 млн. лет; Замараев, 1967), отложения которого выполняют позднепротерозойский Присаянский линейный прогиб, отделяющий сложную Восточно-Саянскую структурную зону от Сибирской платформы. На протяжении большей части этого прогиба, в основном локализованного в окинско-бирюсинском междуречье, отложения, представленные филлитами, серо- и красноцветными разнозернистыми песчаниками, алевролитами и гравеллитами с прослоями известняков, не превышают по мощности 2 км и слабо дислоцированы. Характерны перерывы и несогласия, непостоянство стратиграфических уровней раздела между отдельными подсвитами, частые и резкие выклинивания и смены фаций разреза вкрест простиранья про-

гиба, «зубчатые» переслаивания на границах смены фаций, сопровождающиеся увеличением зернистости терригенных отложений.

В байкало-окинском интервале (восток Иркутского амфитеатра) четко выраженный Присаянский прогиб отсутствует, и архейский фундамент перекрыт однородными по мощности (2,5—3 км; Савинский, 1964), видимо, платформенными отложениями протерозоя (?) и палеозоя. Примечательны сильная заболоченность полосы Предсаянья в интервале Ока — Бирюса и отсутствие таковой юго-восточнее Оки, что косвенно также указывает на историко-структурные различия Восточной и Центральной областей. В междуречье Уда — Бирюса в Присаянском прогибе выделяется поперечное Бирюсинско-Удинское поднятие (Разумовская, Фролов, 1969), прослеживающееся в глубь платформы и совпадающее, таким образом, со структурами ее Центральной области. Значительность разрывных деформаций фундамента и мобильность Центральной и отчасти Западной областей подчеркивается широким развитием в их пределах траппового вулканизма, практически отсутствующего в Восточной области и ограниченно развитого в области, примыкающей к Енисейскому кряжу (Вельминское поднятие).

#### СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Преобладающие в пределах региона простирающиеся складчатых структур и особенно четко — преобладающие направления разрывных нарушений подразделяются на северо-западные  $310\text{--}330^\circ$ , северо-восточные  $40\text{--}50^\circ$ , субширотные  $270\text{--}290^\circ$  и субмеридиональные  $340\text{--}360^\circ$ . Первые два направления, объединяемые нами в первую группу (субортогональная система разломов), проявлены повсеместно, но в саянской ветви протерозойд среди разломов этой системы доминируют северо-западные («саянские»), в хамардабан-сангиленской ветви — северо-восточные («байкальские»). Из числа нарушений, объединяемых во вторую группу, региональные субмеридиональные направления преобладают в краевой части платформы и на Енисейском кряже, субширотные — на всей территории южнее Краевого разлома. Основные черты структурного плана и соответствующее районирование рассматриваемой территории определяются системой субширотных и субмеридиональных разломов, веерообразно сходящихся в зоне Краевого разлома в районах его пересечения поперечными северо-восточными разломами, весьма нечетко проявленными в эрозионном срезе, соответствующем уровню формирования протерозойских гранитов и их кровле. Вместе с тем крупные тектонические зоны, разделяющие Восточную, Центральную, Западную, Южно-Енисейскую и Енисейскую области юга платформы, прослеживаются за ее пределы по азимуту  $40\text{--}50^\circ$  в дизъюнктивных фрагментах или в резких перегибах простирающихся складчатых структур, отражающих, как мы полагаем, разрывы фундамента или контуры его блоков. На юго-западе северо-восточные структуры имеют торцовое сопряжение с северо-западными горно-алтайскими (Дергунов, 1967). В результате намечается ряд поперечных инфраструктурных зон первого порядка, наложенных на продольные.

Работы, посвященные докембрийской геологической истории рассматриваемой территории, немногочисленны, но несходны или даже противоречивы в отдельных, иногда существенных деталях.

**Кристаллический фундамент.** Согласно Е. В. Павловскому и М. С. Маркову (1963), «протогеосинклинальный» режим в Сибири закончился примерно 3000—2600 млн. лет назад мощным ультраметаморфизмом и консолидацией коры на площади, значительно превышающей современные границы платформы. В конце архея протоплатформа ис-

пытала резкое расчленение. При этом различные косвенные признаки позволяют большинству исследователей не сомневаться в существовании «осколков» архейского гранитизированного фундамента в основании всей хамардабан-сангиленской ветви протерозойского (Васильковский, 1960; Косыгин и др., 1962; Семенов, 1963; Красильников, 1966, 1968; Прокофьев, 1970, и др.). В южной части платформы наиболее интенсивная реактивизация коры, очевидно, соответствовала Центральной области и ее юго-западному продолжению (Тувинский прогиб), тогда как Восточная область и ее хамардабан-сангиленское продолжение, отдельные крупные блоки Западной и, вероятно, Енисейской областей сохранили относительную стабильность и приподнятое положение, сопоставимое с положением срединных массивов. Последние характеризуются достаточно четкими границами, тогда как в обрамляющих их областях более поздней консолидации раннеархейский кристаллический фундамент отсутствует.

Бирюсинскую серию некоторые исследователи целиком сопоставляют со слюдянской или шарыжалгайской толщей. Ю. А. Косыгин с соавторами (1964) сравнивают ее со станovým комплексом; П. И. Шамес, А. А. Предтеченский, Б. Н. Красильников являются сторонниками гетерогенности бирюсинской серии, относя большую ее часть к протерозойскому времени. Действительно, если параллелизовать формирование гранитоидов онотского и таракского комплексов, чему нет серьезных противопоставлений, то первые локализованы в верхнеархейской или раннепротерозойской енисейской серии, перекрытой протерозойской тейской свитой; вторые — в энзинской свите, сходной по составу и характеру метаморфизма с енисейской и перекрытой тепсинской свитой. И в том и в другом случае низы перекрывающих свит — области палингенного, как полагают, формирования гранитоидов соответственно посьольнинского и саянского (бирюсинского) комплексов, также близких как по возрасту, так и по своим особенностям. Если это так, то вряд ли можно отрицать вероятность перерыва между толщами, подстилающими и экранирующими палингенный очаг, а также вероятность существования двух циклов или этапов развития: позднеархейского или раннепротерозойского и протерозойского, а следовательно — гетерогенность бирюсинской серии.

**Время заложения разрывных нарушений.** Древнейший (предверхнеархейский) возраст субортогональной системы северо-восточных («байкальских») и северо-западных («саянских») нарушений, видимо, не вызывает сомнений. В планетарном масштабе он доказывается многими работами (Косыгин и др., 1962; Кинг, 1961; Чебаненко, 1963, 1964; Богданов, 1964, и др.). Нарушения второй группы, судя по их взаимоотношениям с субортогональной системой, должны быть более молодыми, но время их заложения различные исследователи относят к эпохам от начала нижнего до конца верхнего протерозоя.

Если Сибирской платформы и ее складчатого обрамления в современных контурах не существовало до начала протерозоя, то не существовало и резких структурно-морфологических контрастов между этими областями. В таком случае дробление протоплатформенного фундамента в принципе должно было осуществляться в едином плане разрывных нарушений. Это единство древнейших разрывов могло сохраняться и на начальных этапах протерозойского мегацикла. Действительно, к представлениям о существовании древнейших «сквозных» зон разломов приходят многие исследователи (Косыгин и др., 1962, 1964; Одинцов, 1962; Замараев, 1967; Гладков и др., 1970). Однако по мере все более четкого структурного обособления геосинклинальной и платформенной областей вновь возникавшие элементы структурного плана могли отражать лишь особенности развития или той или другой области, т. е. уже не могли быть «сквозными».

Как было показано, сквозное развитие намечается лишь для субортогональной системы разломов, в отличие от более четко проявленных, но разделенных Краевым разломом региональных субширотных и субмеридиональных. Поскольку этапы формирования слюдянской, дербинской серий и их аналогов, по мнению большинства исследователей, характеризовались спокойным режимом и, следовательно, не давали поводов для резкой структурной перестройки, а в период внедрения саянских гранитов и их аналогов новая система разломов уже существовала, — ее заложение можно сопоставить этому периоду. Обращает на себя внимание, однако, то, что главная масса саянских гранитов лишь в окинско-тагульском интервале четко контролируется пограничными разломами грабенных и горстов, тогда как в байкало-окинском — основная контролирующая роль принадлежит субортогональной системе разломов, а субширотные и субмеридиональные разломы, опережающие пограничные, секут массивы гранитов. Это дает основания полагать, что горсты и грабены сформировались после саянских гранитов байкало-окинского интервала, но до или в период внедрения саянских гранитов окинско-тагульского междуречья.

**Нижние свиты протерозойских разрезов.** Поскольку верхнеархейские и нижнепротерозойские отложения частично вошли в состав кристаллического фундамента платформы, а частично — в состав платформенного чехла, — вполне вероятно, что нижние толщи протерозойского «первичного геосинклинального трога» (по Б. Н. Красильникову, 1966) и его обрамления накапливались еще в верхнем архее. Иными словами, низы слюдянской серии и ее аналогов наряду с нижними свитами грабенных края платформы могут быть сопоставлены по времени накопления ензинской свите. Конечно, синхронизируя с ензинской хотя бы камчадальскую свиту, трудно сопоставить их по составу, характеру дислокаций и степени метаморфизма. Но если камчадальская свита сформировалась в пределах наиболее стабильного шарыжалгайского блока, а ензинская — в наиболее мобильной Центральной области, особенности их могли быть достаточно различны.

Время метаморфизма протерозойских толщ и формирования гранитоидов региона, по радиологическим данным, соответствует периоду примерно 2600—600 млн. лет, распадаясь на ряд интервалов: 2600—2200 млн. лет — повторный (?) метаморфизм в пределах протоплатформенных щитов и блоков, а также метаморфизм в низах слюдянского и бирюсинского комплексов; 2100—1600 млн. лет — соскладчатые граниты таракского, китойского, онотского и табогоржалгинского (Абрамович, 1970) комплексов и метаморфизм слюдянской, хульцайской, низов бирюсинской, камчадальской и других толщ; 1700—1100 млн. лет — соскладчатые и постскладчатые граниты саянского комплекса (Байкал — Ока) и метаморфизм тейской, слюдянской, бирюсинской, гарганской, камчадальской, белореченской и других толщ; 1300—900 млн. лет — вновь саянские граниты и метаморфизм слюдянской, гарганской и бирюсинской серий; 900—500 млн. лет — соскладчатые посольнинские, соскладчатые и постскладчатые тейские, каламинские, саянские (бирюсинские), игнокские и гуникские (по Г. Я. Абрамовичу) граниты, и метаморфизм ослянской, тасеевской, ермосхинской, ильчирской и других толщ. Время метаморфизма толщ и формирования продуктивных саянских гранитов байкало-окинского интервала, таким образом, соответствует интервалу 1800—800 млн. лет, но в ийско — тагульском междуречье — 1000—500 млн. лет, на Сангилене — 700—500 млн. лет, Енисейском крае — 900—500 млн. лет и т. д.

По геологическим данным, складчатость, метаморфизм и формирование основной массы соскладчатых гранитоидов эвгеосинклинальных областей скорее всего предшествуют соответствующим процессам в краевых частях платформы, т. е. складчатость, формирование посоль-

нинских гранитов в Западном прогибе Енисейского кряжа предшествует коламинским гранитам, деформациям и метаморфизму толщ Центрального поднятия; соответствующие процессы Бельско-Китойской зоны антиклинория предшествуют таковым в прилегающей части байкал-окинско-го интервала платформы и т. д.

Короче говоря, радиологические определения в совокупности с геологическими данными заставляют предполагать асинхронность складчатости, метаморфизма и формирования гранитоидов в различных областях протерозойд. Причем в каждой области эти процессы, очевидно, начинались соскладчатými гранитами нижних горизонтов разреза (в пределах или вблизи от осевых прогибов) и заканчивались дискордантными гранитами верхних горизонтов с последовательным распространением по латерали в относительно приподнятые участки обрамления прогибов. По-видимому, региональный метаморфизм каждой структурной зоны синхронен начальным этапам формирования соскладчатых гранитоидов, вследствие чего более поздние граниты интродуцируют толщи, уже испытавшие относительный метаморфизм и консолидацию, определяя, в частности, дискордантность массивов.

Если это так, то асинхронности протерозойских тектоно-магматических процессов, вероятно, должна соответствовать и асинхронность заключительных этапов осадконакопления. Достаточно логичным в таком случае будет предположение о том, что магматизм и складчатость замыкали седиментационный процесс в зоне своего максимального развития, но интенсифицировали его в соседних зонах за счет сноса материала из зоны воздымания, изменяя при этом состав осадков, но не приводя к заметным перерывам и несогласиям. В дальнейшем активный тектоно-магматический процесс захватывал смежные зоны, приводя к их воздыманию, и т. д. Следовательно, нижняя граница очередного этапа осадконакопления носит скользящий во времени и пространстве характер, сопровождаясь несогласиями преимущественно вдоль границ структурных зон, каковыми являются глубинные разломы, ограничивающие блоки фундамента. В сущности такой характер развития определяется схемой О. А. Вотаха для Енисейского кряжа. При этом протерозойский мегацикл может быть расчленен на ряд циклов или периодов, различных по времени своего проявления в отдельных структурных зонах протерозойского обрамления платформы. Решающая роль в таком расчленении, очевидно, должна принадлежать северо-восточным разломам фундамента, разделяющим регион на поперечные инфраструктурные области I-го порядка, в каждой из которых существуют продольные «осевые прогибы», их обрамление и последовательные этапы формирования соскладчатых и постскладчатых гранитоидов.

В наши задачи не входит выделение определенных периодов протерозойского мегацикла, гранитоидных комплексов или этапов складчатости и метаморфизма. В настоящее время различные аспекты такого расчленения (применительно и к металлогении) успешно разрабатываются рядом геологов. Отметим лишь, что общее сопоставление приведенных данных заставляет полагать, что в Восточной области накопление урикской свиты и ее аналогов сопровождало воздымание Бельско-Китойской зоны антиклинория, с чем, вероятно, и связаны внутрiformационные конгломераты. Накопление ермосхинской, аршанской, гуникской и других верхних свит скорее всего происходило уже после формирования Урик-Ийского грабена и урик-окинских дискордантных гранитных массивов, — в значительной мере за счет сносимого из этих областей обломочного материала. Накопление молассовидных карагасско-оселочных толщ северо-западнее Оки, по-видимому, может быть связано лишь с позднепротерозойскими завершающими этапами складчатости и воздымания внутренних областей внедрения саянских (бирюсинских) гранитоидов Центральной области. Иными словами, в развитии протероз-

зойского мегацикла намечаются две группы областей завершающей складчатости и консолидации: ранние — Восточная и, вероятно, Западная области, и более поздние — все остальные. При этом завершение раннего цикла может быть или сопоставлено с периодом сращивания раннеархейских глыб платформы «полями протерозойской консолидации», или, что более вероятно, выделено как унаследованное, но несколько более позднее (средний протерозой). Соответственно намечается подразделение протерозойского мегацикла на три цикла, унаследованно развивавшихся в интервале 2600—600 млн. лет, общее начало которым было положено заложением субортогональной системы разломов и расчленением протоплатформенного фундамента. Осевым прогибам вне пределов Сибирской платформы, очевидно, соответствовали: области современного Восточно-Саянского антиклинория и Саяно-Тувинского трога, зоны Байкальских и Кузнецко-Иркенеевских разломов.

В самых общих чертах последовательность развития протерозоид представляется следующей.

Накопление на базе океанической коры позднеархейских — раннепротерозойских отложений межблоковых областей расчлененного фундамента протоплатформы, а также низов слюдянской серии (шутхулайская свита?) и ее аналогов.

Консолидация позднеархейских геосинклиналей наряду с активизацией и расчленением их ранее относительно приподнятых периферийных и внутренних блоковых областей (например, Бирюсинской) и малоактивных прогибов протоплатформенных плит; интенсификация осадконакопления: слюдянская, бирюсинская, дебинская серии, затем камчадалская, белореченская, тейская и другие свиты низов разрезов края платформы и их аналоги в Хамардабан-Сангиленской ветви протерозоид.

Формирование гранитов, метаморфизм, складчатость и воздымание Бельско-Китойской зоны, обусловившие интенсификацию и дифференциацию осадконакопления в смежных зонах (урикская свита и ее аналоги). Затем активизация локальных поперечных поднятий восточного интервала края платформы, интрузия саянских гранитоидов в их пределах и накопление грубообломочных отложений локальных прогибов (ермосхинская, гуникская и другие свиты). Западная область испытала, видимо, сходное развитие, затронувшее в обоих случаях примыкающие с юго-запада территории. В среднем протерозое завершился цикл геосинклинального развития в пределах Восточной и Западной (?) областей Саянской ветви протерозоид.

Средний и верхний протерозой — продолжение и (или) интенсификация геосинклинального развития в пределах Центральной, затем Хамардабанской и Сангиленской областей: накопление нерсинской (?), битуджидинской, шубутуйской, нарынкой, чатырхойской свит. Затем складчатость и общее замыкание протерозойской геосинклинали.

В наиболее стабильной Енисейской области спокойный субплатформенный режим осадконакопления был прерван формированием гранитоидов послонинского комплекса. Захватив сначала Западный прогиб и, вероятно, отчасти Центральное поднятие вдоль поперечных разломов (тейский комплекс по Комову), активный тектоно-магматический процесс последовательно смещался к востоку. В том же направлении смещалась осевая область седиментации, предшествуя последовательному воздыманию продольных зон Енисейского кряжа, осложненных поперечными структурами. Естественно, что в этом случае, так же как и в подобных ситуациях других областей, «скрытые перерывы» (Келлер, 1963) сменялись интенсивным осадконакоплением без заметных или, во всяком случае без региональных несогласий. Повсеместно размыв и несогласия должны были возникать лишь в частях прогибов, соседствовавших с областями относительного воздымания, и в них самих, что и наблюдается в действительности.

На заключительных этапах формирования ранних складчатых гранитоидов каждой из областей (в Саянской ветви преимущественно в верхнепротерозойском — рифейском цикле) начались и затем неоднократно возобновлялись сдвиговые перемещения с максимумом вдоль сложной границы формирующегося края платформы. При сдвиговых перемещениях на наиболее сложных, пересеченных поперечными разломами участках этой еще не вполне определившейся границы происходила концентрация тектонических напряжений (эпицентры структурных узлов 1-го порядка), получавшая затем разрядку в системе оперяющих разрывов, относимых нами ко второй группе. Наиболее крупные узлы 1-го порядка, естественно, возникли в районе пересечений Краевого шва поперечными структурами Центральной (Бирюсинский и Кандатский разломы), а также Кузнецко-Иркинеевской областей (субмеридиональная система Татарского, Ишимбинского и Анкиновского разломов). При этом все разрывные нарушения фиксировались как таковые лишь в пределах жесткого фундамента или на уровне толщ, успевших испытать достаточную консолидацию, отражаясь выше в пластичных деформациях, что и обусловило сложный, но в общем согласованный рисунок складчатых и разрывных структур протерозойид. В целом развитие структур второй группы по обе стороны Краевого шва и их взаимодействие с субортогональной системой разломов, определив окончательные черты структурного плана протерозойид, положило начало формированию структур салаирско-каледонских областей и сопровождалось дальнейшим развитием магматизма протерозойских областей, перекрывая (например, на Сангилене) в интервале 800—400 млн. лет нижнепалеозойскую активизацию смежных областей.

#### ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Очевидно, осевые прогибы протерозойид с их расчлененным кристаллическим фундаментом, перекрытым мощной толщей геосинклинальных отложений, являются областями наиболее интенсивного метаморфизма и формирования, тесно связанных с метаморфизмом наиболее ранних палингенных гранитоидов. Последние сопровождаются лишь высокотемпературными и в основном непродуктивными мигматитами и кварц-полевошпатовыми пегматитами.

Продуктивные производные связаны с более поздними гранитами, локализованными преимущественно вдоль разломов второй группы в относительно приподнятых областях с кристаллическим фундаментом, перекрытым менее мощными отложениями с ограниченным количеством догранитоидных магматических продуктов. Типично слюдоносные пегматиты связаны с нормальными биотит-плаггиоклаз-микроклиновыми складчатыми гранитами и мигматитами, довольно однородными по составу, в которых постмагматические процессы замещения отсутствуют или по крайней мере развиты незначительно. Вместе с тем весьма широко проявлены синмагматичные экзоконтактовые изменения. Области формирования пегматитов удалены от крупных разломов второй группы и хорошо экранированы пластичными толщами, находясь на пересечении крупнейших разломов фундамента субортогональной системы.

Средне- и низкотемпературные, в том числе редкометалльные, пегматиты связаны с отчетливо интрузивными, четко обособленными массивами, локализованными в относительно приподнятых и стабильных областях, в отличие от слюдоносных пегматитов, приуроченных к крупным поперечным областям, испытавшим реактивизацию и относительное прогибание в конце архея или начале протерозоя. Пегматитовые пояса вытянуты вдоль линейных зон разломов, но отдельные поля в пределах поясов тяготеют к районам пересечения продольных структур поперечными разломами фундамента. При этом поперечные разломы ограничи-

вают относительные поднятия различных порядков, в пределах которых концентрируются поля, а в пределах полей — серии жил и жилы наиболее продуктивных пегматитов, т. е. влияние поперечных структур оказывается в любых порядках — от региональных до узлокальных.

Следует отметить, что с учетом вероятности трех последовательных циклов развития протерозоид продуктивные (возможно, наиболее продуктивные) гранитоиды среднего цикла могут находиться и во внутренних, скрытых палеозойским чехлом областях платформы, локализуясь при этом преимущественно в поднятиях периферии протоплатформенных глыб и плит, на пересечениях разломов субортогональной системы.

В каждой структурной области (Восточной, Енисейской, Сангиленской и т. д.), магматизм, начиная с ранних палингенных гранитов и кончая поздними дискордантными интрузиями, тесно взаимосвязан. Но в каждой из областей наиболее продуктивны гранитоиды поздней (орогенной) стадии цикла, локализованные в относительных поднятиях. В зонах формирования средне- и низкотемпературных пегматитов граниты изменяются по составу от нормальных биотитовых до двуслюдяных, обогащенных преимущественно микроклином, реже альбитом, в ряде случаев — компонентами летучих соединений, редкими и рудными элементами. При этом встречаются габброидные, диоритовые и тоналитовые разности гранитоидов, тесно связанные с кислыми лейкократовыми разностями многофазной продуктивной интрузии. Жильные граниты для пегматитоносных массивов не характерны. Контакты массивов, как правило, четкие, со сравнительно небольшими экзоконтактными ореолами; постмагматические изменения преимущественно слабые. Граниты и пегматиты локализованы в породах различного состава, но одинаково метаморфизованных до амфиболитовой, реже зеленокаменной фации.

Продуктивные кварцево-жильные и грейzenовые производные гранитов, заметно развитые лишь на Енисейском крыже, связаны с отчетливо интрузивными, обычно дискордантными участками массивов многофазных интрузий, изменяющихся по составу от нормальных или кислых биотитовых до мусковитовых и мусковит-альбитовых гранитов. Весьма характерны как изменчивость состава и текстурно-структурных особенностей этих гранитов, так и их постмагматические изменения.

С гранитоидами среднепротерозойского цикла в пределах реактивизированных протоплатформенных блоков или плит связаны редкометалльные пегматиты; с гранитоидами позднепротерозойского цикла в пределах сходных областей, но испытавших позднюю реактивизацию, — редкометалльные пегматиты, грейзены и пневматолит-гидротермальные типы производных. Слюдоносные пегматиты приурочены к относительно стабильным блокам областей «сквозного» развития. От цикла к циклу уменьшается относительная роль основных изверженных пород, предшествующих гранитоидам, и возрастает кислотность и щелочность последних.

Расположим все рассмотренные районы в последовательности, которая будет учитывать: возрастание сохранности и роли кристаллического фундамента в формировании структур, а также отчетливости и длительности относительно стабильного и приподнятого состояния фундамента в период, предшествующий данному циклу и в ходе его развития; уменьшение мощности пластичных толщ и степени их складчатых деформаций; возрастающее число локальных перерывов и несогласий в толщах данного цикла; удаленность от главных осевых зон протерозойской геосинклинали и соответственно последовательное запаздывание начала гранитоидного магматизма; уменьшение количества догранитоидных магматических продуктов непосредственно в районе формирования гранитоидов, а также в главных осевых прогибах каждой структурной области; возрастающую контрастность механических свойств фундамента и перекрывающих отложений; убывающую активность и длительность

тектонических процессов. Последовательность для рассмотренных районов будет следующей: Восточно-Саянский антиклинорий, затем краевые активизированные участки областей платформы: Центральной→Ангарской→Восточной (в ее пределах — районы поперечных поднятий: Южного→Центрального→Северного) и Западной; далее Сангилен и Центральное поднятие Енисейского кряжа.

С изменением принятых параметров изменяется ряд особенностей гранитоидного процесса. Характер соотношения с вмещающими толщами изменяется от типично соскладчатых гранитов зон ультраметаморфизма к отчетливо интрузивным обособленным массивам со слабыми экзоконтактными ореолами. Увеличивается количество фаз и фаций гранитов, отчетливость их проявления, роль кислых, ультракислых и субщелочных разновидностей. Возрастает число разновидностей гранитов, роль постмагматических процессов. В составе гранитов (и прежде всего их наиболее поздних фаз и фаций) последовательно снижается количество и основность плагиоклазов, увеличивается количество микроклина, кварца, затем альбита. Силикатные анализы показывают возрастание количества  $\text{SiO}_2$ , K, Na, уменьшение — Fe, Mg, Ca. Возрастает разнообразие акцессорных минералов при все более существенном значении таких, как флюорит, а также монацит, турмалин, апатит; далее берилл, колумбит, сподумен и наконец касситерит и шеелит.

В той же последовательности изменения особенностей производных гранитов фиксируются в смене высокотемпературных плагиоклаз-микроклиновых пегматитов слюдоносными, затем средне- и низкотемпературными, в том числе редкометальными, и наконец существенно грейзеновыми и кварцево-жилными типами производных. При этом поля редкометальных пегматитов изменяются в принятой последовательности смены геологических условий: от пегматитовых полей с преобладанием наиболее высокотемпературных плагиоклаз-микроклиновых жил и (или) минеральных комплексов до полей с преобладанием низкотемпературных, обогащенных альбитом, разновидностей пегматитов, реже с резко гипертрофированной грейзеновой стадией завершения пегматитового процесса.

## ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Вся территория разделена зоной Монголо-Охотского разлома на две: Северную, в основном завершившую свое развитие в докембрии, и Южную, развивавшуюся в палеозое и мезозое (см. фиг. 1). Краткая характеристика обеих территорий базируется на работах М. С. Нагибиной, Л. И. Салопа, К. А. Клитина, Т. Г. Павловой, Е. С. Постельникова, Е. Н. Алтухова, А. Д. Смирнова, Л. Н. Леонтьева, В. А. Амантова, А. Л. Мاستюлина, Ю. Ф. Мисника, В. Г. Гладкова, Ю. А. Темникова.

### СЕВЕРНАЯ ТЕРРИТОРИЯ

Ее крупнейшими элементами являются: Ангарская и Алданская части платформы, Вилюйская синеклиза, области Станового хребта, Байкалик и Каледонид. Алданская и Ангарская области обладают древнейшим гранитизированным фундаментом (3100—2800 млн. лет), скрытым под платформенным чехлом в Ангарской и выведенным на поверхность в Алданской области. Для Алданской области характерна «решетчатая» система субортогональных ( $315$  и  $50^\circ$ ) четко прямолинейных зон разломов и трещин древнейшего заложения (Гришкян, 1970). Этим направлениям строго следуют все, и особенно наиболее древние, интрузивные комплексы, линейные зоны гранитизации, диафтореза и т. д.

Область Станового хребта рассматривается как часть Алданской протоплатформы, испытавшая в архее активизацию и расчленение, завершившиеся новой консолидацией в интервале 2200—1900 млн. лет (карелиды).

Территория Байкалид (в понимании Л. И. Салопа), вероятно, испытала одновременное с областью Станового хребта расчленение архейского фундамента, но продолжала активное развитие в течение ряда циклов до начала палеозоя, т. е. в течение периода порядка 2 млрд. лет. Согласно сводным работам (Салоп, 1966; Клитин и др., 1970), главнейшие структурные элементы региона, ограниченные глубинными разломами, — это Чуйский, Тонодский, Нечерский и Байкало-Витимский антиклинории, Чарская, Муйская, Амалатская и Байкальская глыбы, Баргузино-Витимский, Бодайбинский и Мамский синклинории, Жуинско-Патомский и Прибайкальский прогибы. Складчатые структуры подчинены разрывным нарушениям. Преобладающие и, очевидно, древнейшие структурные направления (в том числе в ограничениях перечисленных структурных областей) — продольные северо-восточные ( $40-50^\circ$ ) и поперечные северо-западные ( $310-330^\circ$ ), а также более молодые — субмеридиональные и субширотные, в частности в складчатых «дугах», характерных для районов сопряжения структурных направлений субортогональной системы.

Мощные (до 10—12 км) толщи нижнепротерозойских гранитоидов и кристаллических сланцев слагают Байкало-Витимский, Чуйский, Тонодский и Нечерский антиклинории. Они испытали линейную складчатость и метаморфизм, сопровождавшиеся формированием гранитоидов (угольканский и куандинский комплексы) в интервале 2170—1920 млн. лет. Затем были интродуцированы чуйскими гранитами — 1780 млн. лет, сопровождающимися среднетемпературными, в том числе редкометалльными, пегматитами и щелочными интрузиями ирельского комплекса — 1700—1500 млн. лет, а в Тонодской зоне — турмалиновыми гранитами — 1600—1400 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966; Салоп, 1966; Клитин и др., 1970). К северу от Абчадского и Сюльбинского разломов (Чуйская и Кадаро-Удоканская миогеосинклиналильные зоны, по Л. И. Салопа) толщи преимущественно терригенные, южнее этих разломов в Байкало-Витимском поднятии (Муйская эвгеосинклиналильная зона) — более интенсивно дислоцированные и метаморфизованные терригенно-вулканогенные с массивами ультраосновных, основных и габбро-плагиогранитных пород.

Среднепротерозойские слабоскладчатые в основном вулканогенно-терригенные молассоподобные отложения (тепторгинская, акитканская серии и их аналоги) трансгрессивно перекрывают нижний протерозой, выполняя плоские мульды и впадины в пределах поднятий, но в обрамляющих их прогибах в значительной части согласные как с подстилающими нижнепротерозойскими, так и с перекрывающими верхнепротерозойскими толщами.

Верхнепротерозойские (рифейские), преимущественно автохтонные отложения патомской серии и ее аналогов выполняют Мамский и «простые с почти плоским дном» (Клитин и др., 1970) Бодайбинский и Баргузино-Витимский синклинории, Жуинско-Патомский и Прибайкальский прогибы. В Бодайбинском синклинории это главным образом карбонатно-терригенные отложения мощностью 2—10 км, сходные с баргузино-витимскими, но с разнообразными кислыми, средними и основными вулканогенными и кремнистыми породами (низы разреза); в остальных — преимущественно обломочные мелководные (4—5 км). Толщи фациально неоднородны, резко неравномерны по мощности, степени дислокации и метаморфизма, связанного с гранитоидами.

Позднепротерозойские (орогенные, по К. А. Клитину), близкие к молассовым формации ушаковской и мотской свит или их аналогов выполняют примыкающие к платформе прогибы, мелкие впадины и муль-

ды во внутренних областях, тесно связаны с нижнепалеозойскими платформенными отложениями ленского яруса, испытывая совместную складчатость. В синклиналиях складчатость и метаморфизм сопровождались формированием гранитоидов баргузинского и тельмамского комплексов, а также мамско-оронского комплекса, с которым связаны слюдоносные пегматиты. «Процесс максимального становления гранитоидов, по-видимому, непосредственно предшествовал процессу отложения орогенного комплекса» и завершился формированием основных, кислых и щелочных пород конкудеро-мамаканской серии, рвущих орогенные толщи (Клитин и др., 1970, стр. 97). Галька гранитоидов содержится в базальных конгломератах кембрия, но их абсолютный возраст — 500—350 млн. лет, единичные определения, сделанные Pb-U методом, — 1000—600 млн. лет; возраст ушаковской свиты — 609 млн. лет.

Согласно Л. И. Салопу, Байкалиды заложилась на том же архейском фундаменте, что и область Станового хребта. По данным К. А. Клитина и его соавторов (1970, стр. 135), «по крайней мере южнее Чуйско-Тондско-Нечерского антиклинорного поднятия, нижнепротерозойская геосинклиналиальная область прогибания заложилась непосредственно на базальтовом слое», а Муйская, Амалатская и Байкальская глыбы имеют нижнепротерозойский фундамент. Однако эти глыбы, а также Гаргинское и Аргодинское куполовидные поднятия «обтекаются» складками нижнепротерозойских и более поздних отложений. При этом складчатые структуры фундамента глыб, как подчеркивает Л. И. Салоп, резко дискордантны к простираению разломов, ограничивающих глыбы. Таким образом, полное отсутствие протоплатформенного фундамента, по-видимому, наиболее вероятно лишь в межблоковых зонах Муйской эвгеосинклиналиальной области, прослеживающейся после Витимского перегиба вдоль всего южного края Становой области, сопоставляемой Д. И. Салопом с Чуйской и Кадаро-Удоканской миогеосинклиналиями, а также в сравнительно узких межблоковых зонах внешнего и внутреннего обрамлений эвгеосинклинали.

Так или иначе, но в развитии протерозойского мегацикла выделяется ряд периодов или циклов: 2600—1900 млн. лет — после общего широкого расчленения протоплатформы — накопление верхнеархейско-нижнепротерозойских отложений, затем карельская складчатость, в ходе которой завершающую консолидацию испытала область Станового хребта, а в Байкалидах — лишь область эвгеосинклиналиального (Муйского) прогиба и примыкающих к нему нынешних антиклинорных поднятий, закончивших свое воздымание в среднем протерозое. Интервал от 1900 до 500 млн. лет (средний и поздний циклы) — накопление средне-, а затем верхнепротерозойских отложений в ходе ряда этапов, захватывавших относительно стабильные области, сначала преимущественно во внутреннем, а затем во внешнем обрамлениях нижнепротерозойской эвгеосинклинали. Следствие этого — последовательная миграция прогибов, завершившаяся в краевой части платформы формированием молассоподобных прогибов. Максимумы плутонического магматизма: 2200—1900 млн. лет (продуктивные граниты Станового хребта, с которыми связаны редкометалльные пегматиты, — 1900—1700 млн. лет), 1650—1500 и 700—600 млн. лет. В интервале 1200—900 млн. лет происходили движения в Прибайкальском прогибе и формирование щелочных массивов Олекмы и востока Станового хребта. Наконец в палеозое сформировались щелочные посторогенные приразломные комплексы Байкалид (650—600, 420—370, 350—300 млн. лет).

В ходе протерозойского мегацикла последовательно возрастала амплитуда вертикальных движений, их контрастность и дифференцированность, а также относительная роль гранитоидов, их кислотность и щелочность. Одновременно гранитоиды все более четко тяготели к относительным поднятиям.

В полосе северо-восточного простиранья, разделяющей Северную и Южную территории, располагается активизированная в конце протерозоя салаирская область интенсивно смятых в межблоковых зонах геосинклинальных отложений, инъецированных гранитоидами джидинского комплекса (600—400 млн. лет).

Исследователи Байкалид подчеркивают общий блоковый характер региона, почти равноценную роль продольных и поперечных разломов и то, что основные черты его структурного плана развивались унаследованно, все более усложняясь с начала протерозойского мегацикла. Следовательно, основой структурного плана явилась «решетчатая» суб-ортогональная система прямолинейных разломов, законсервированная в пределах Алданского щита и, вероятно, других стабильных протоплатформенных блоков. Изначальная роль этих разломов для востока Сибирской платформы и ее обрамления подчеркивается в ряде работ (Арсеньев, 1961; Эрлих, 1962; Другов, 1966; Гладков и др., 1970) и отчетливо проступает в схемах Л. И. Салопа и К. А. Клитина. При этом очевидно, что важнейшие продольные направления определяются, во-первых, зоной разломов, разделяющих салаириды и Байкалиды, а также зону Станового хребта и Алданский щит; во-вторых, зонами Абчадского, Мамского и Мамакано-Кундерского разломов, разделяющими Алданский щит и Вилюйскую синеклизу. Последняя, ограниченная на северо-западе Ангаро-Мунской зоной, расчленена системой продольных и поперечных разломов, ограничивающих блоки архейского фундамента (Пасуманский, 1970, и др.). Причем прогибы выполнены, помимо мезозойских вулканогенно-терригенными верхнепротерозойскими, а возможно, и нижнепротерозойскими слабо дислоцированными толщами.

Крупнейшими поперечными структурными областями Байкалид, видимо, являются (с севера на юг): 1 — Муйско-Удоканская (в целом относительно приподнятая, но разбитая на блоки) — в полосе разломов, ограничивающих Муйскую глыбу на юго-западе и Чарскую — на северо-востоке и прослеживающихся к северо-западу в теле Сибирской платформы (широкая полоса, разделяющая Анабарскую и Ангаро-Ленскую части платформы в междуречье Вилюй — Нижняя Тунгуска); 2 — Баргузино-Витимская (относительно прогнутая с расчлененным фундаментом) в интервале до северного окончания Байкальской глыбы, ограниченной полосой предполагаемых разломов, прослеживающихся на северо-запад в разграничении Пельдуйской (на севере), Илим-Ленской и Кутимской (на юге) нижнеархейских глыб платформы; 3 — Северо-Байкальская (переходная) — до уровня Ангинского поднятия в связи с разломами, разделяющими Прибайкальский прогиб и Чуйский антиклинорий и прослеживающимися на северо-запад в полосе Илим-Киренгских разломов, затем в северном ограничении Мурской глыбы архея — к Иркинеевскому прогибу; 4 — Центрально-Байкальская (относительно приподнятая, слабо дифференцированная); 5 — Южно-Байкальская, или Присянская.

Сравнивая историю протерозоид, а также условия формирования и особенности гранитов, пегматитовых и иных месторождений юго-восточного и юго-западного обрамлений платформы, можно, видимо, сопоставить Южно-Байкальскую и Южно-Саянскую области, Северо-Байкальскую и Центральную; в меньшей мере — Муйско-Удоканскую, Западную и Енисейскую (с учетом значительно более резко выраженного глыбово-блокового характера развития Байкалид).

#### ЮЖНАЯ ТЕРРИТОРИЯ

В южной части полосы салаирид, примыкающей к осевой зоне Монголо-Охотских разломов, Е. Н. Алтуховым, А. Д. Смирновым и Л. Н. Лентьевым (1973) выделяются нечетко разделенные поперечными севе-

ро-восточными структурами Малханская и Олекминская зоны, а в строении последних — крупные горстовые поднятия с нижнепротерозойским и, вероятно, архейским кристаллическим фундаментом. Особенно сти верхнепротерозойских отложений Олекминской зоны сопоставляются с формациями Удоканского прогиба. В малханской зоне, унаследованно (?) развивавшейся в верхнем протерозое, соответствующие отложения интенсивно метаморфизованы и дислоцированы. В северном окончании Олекминской зоны выделяется Моклакано-Могочинский массив, на котором нижнепротерозойские толщи относятся к субплатформенным.

Согласно сводному описанию Восточного Забайкалья (Алтухов и др., 1973), к югу от Монголо-Охотского разлома с запада на восток выделяются области: Мензинского блока, Даурского прогиба, Агинской плиты, Борзинского прогиба, сложно расчлененная блоковая область между Приаргуньским и Борщовочным поднятиями. По-видимому, вся Южная территория обладает расчлененным на блоки архейским кристаллическим фундаментом, испытавшим сравнительно слабую активизацию в протерозое. Хотя в составе ее нижнего структурного яруса А. Д. Смирнов и Е. Н. Алтухов выделяют трехчленный разрез протерозойских отложений, подобный хамардабанскому, интенсивное осадконакопление происходило, видимо, лишь в пределах трогообразных впадин, разделавших менее погруженные и относительно стабильные блоки кристаллического фундамента.

Е. Н. Алтухов и его соавторы сопоставляют кристаллические толщи Мензинского блока с фундаментом Малханской зоны. Но верхнепротерозойские отложения присутствуют лишь в шовной зоне Куналейского разлома. Блок Борщовочного кряжа целиком включен в состав верхнепротерозойского (рифейского) Газимур-Шилкинского шовного прогиба с терригенно-вулканогенными отложениями кулиндинской свиты, сжатыми в линейные складки и инъецированными соскладчатыми гранитами. Однако в ряде участков Борщовочного блока (западнее Сретенска) к югу от зоны осевого разлома эти отложения залегают полого, слабо метаморфизованы и испытывают пластичные деформации в связи с мезозойской интрузией гранитов, что заставляет предполагать существование в основании этой части блока древнего кристаллического фундамента.

В Приаргуньском поднятии неглубоко залегающий фундамент перекрыт толщей, подразделяемой на три свиты — терригенную, карбонатную и терригенно-карбонатно-вулканогенную — и сопоставляемой с сангиленской. Толщи смяты в широкие брахиантиклинали, разделенные узкими зонами линейных складок.

Обширные области Агинской плиты и других поднятий в границах, значительно превышающих современные, в течение всего протерозоя сохраняли субплатформенный или даже платформенный режим осадконакопления. Перекрывающие фундамент преимущественно терригенные («зеленосланцевые») толщи ононской свиты и ее аналогов, относимые в настоящее время к верхнему протерозою, невелики по мощности (2—4 км), монотонны, содержат незначительные прослои эффузивов (в том числе кислых) и туфов, распространенных главным образом в приразломных зонах по периферии поднятия. Толщи эти относительно слабо и неравномерно метаморфизованы (опять же главным образом в надразломных зонах) и в целом характеризуются пологим, местами субгоризонтальным залеганием. Узкие зоны сравнительно напряженных линейных складок образуют в пределах Агинского поднятия две «дуги» (западную и восточную), обращенные выпуклостями друг к другу. Между крыльями «дуг» располагаются обширные «поля пологих дислокаций», создавая ситуацию, морфологически сходную с Сангиленом; хотя в данном случае складкообразование, возможно, происходило в основном уже в посленижнепалеозойское время.

Так или иначе, но, видимо, справедливо мнение о том, что основные черты современного структурного плана южных областей Забайкалья определились еще в протерозое в результате относительной активизации разломов древнего кристаллического фундамента в ограничениях трогообразных прогибов (Шилкинский, Газимурский, Куналейский и др.), разделявших обширные относительно приподнятые глыбы или «плиты». При этом вновь отчетливо проступает роль продольных и поперечных разломов древнейшей субортогональной системы (30—50 и 310—330°), отраженных на многих схемах (Мастюлин, 1966; Сизых, 1966; Канищев, 1966; Менакер, 1972, и др.).

Период, включающий конец протерозоя и нижний палеозой, соответствует длительному перерыву осадконакопления и спокойному стабильному режиму развития всей территории.

Герцинский тектоно-магматический цикл, начавшийся на юге Монголии в нижнем палеозое резким дроблением и расчленением кристаллического фундамента в обрамлении рифейско-каледонских геосинклинальных прогибов и завершившийся складчатостью в конце карбона, на расматриваемой территории начался лишь в девоне заложением Даурского и Борзинского прогибов. Причем первый активизировал и вовлек в погружение западную часть Агинской плиты, а второй был полностью заложен на раздробленном (блоковом) фундаменте ее восточной периферии. Даурский прогиб образует входящий угол на продолжении Хангай-Даурского прогиба Монголии, ограниченный Куналейским и Онон-Туринским разломами, и включает отложения от девона до нижней перми, представленные песчаниками, сланцами, гравеллитами и вулканогенами мощностью от 2—2,5 км (относительные поднятия) до 6 км (прогибы, локализующие большую часть вулканогенных пород). Борзинский прогиб включает отложения вплоть до верхней перми и, возможно, нижнего триаса, представленные неравномерными по мощности в основном терригенными осадками с рифогенными известняками и эффузивами, в значительной части кислыми. Осадочные толщи весьма неравномерно и в целом слабо дислоцированы. В пределах относительно стабильных областей в палеозое формировались разобщенные впадины и мульды, асинхронно выполнявшиеся однородными молассовыми толщами. Суммарная мощность этих разновозрастных отложений достигала 8—10 км, но в пределах каждого из прогибов не превышала 2 км.

Конец триаса и юра соответствуют периоду новой активизации и формированию прогибов, выполненных континентальными и прибрежно-морскими терригенными и карбонатными осадками с вулканогенами. Прогибы подразделяются на две основные группы: прогибы, выполненные терригенно-карбонатными осадками и верхнеюрско-нижнемеловыми туфогенно-эффузивными образованиями (андезиты, дациты и липариты), в областях, унаследованных с палеозоя, и наложенные преимущественно терригенные прогибы стабильных областей. Согласно Г. И. Менакеру (1972), первые области характеризуются расчлененным сиалическим фундаментом, вторые — слабо нарушенным (60% площади региона). В формировании мезозойских прогибов вновь отчетливо проступает роль древнейших разломов субортогональной системы, а также субширотных и субмеридиональных, возникших, видимо, в палеозое и в начале мезозоя в значительной мере за счет горизонтальной составляющей движений вдоль разломов докембрийского заложения (вероятно, подобно тому, как это происходило в обрамлении Сибирской платформы). Конец юры соответствовал времени внедрения, основной массы продуктивных гранитоидов Забайкалья (абсолютный возраст 165—130 млн. лет; Менакер, 1972). При этом в областях унаследованного развития они представлены в основном диорит- (гранодиорит, сиенит, реже гранит) порфирами, коагматичными с эффузивами и сопровождающимися различными преимущественно пневматолит-гидротермальными (жилы, метасоматиты

и т. д.) сульфидными полиметаллическими (Pb, Zn, Fe, Cu, Bi, Mo, W, Sn, Ag, Au...), фтор-бериллиевыми и золоторудными месторождениями; в стабильных областях — кислыми и щелочными гранитами, сопровождающимися пегматитовыми и иными редкометалльными и олово-вольфрамовыми месторождениями.

Полиметаллические месторождения тяготеют к краевым частям локальных положительных структур, фтор-бериллиевые — к их внутренним участкам и переходным зонам стабильных и активных областей, а в пределах приподнятых «сиалических» блоков последних локализуются промежуточные типы гранитоидов и их производных (Иванов, Мейтув, 1972; Менакер, 1972, и др.).

В общем структурном районировании Южной территории продольные направления определяются Монголо-Охотской и параллельной ей зонами разломов. Наиболее значительные поперечные направления выделяются (с востока на запад) в интервале: Маклакано-Могочинское поднятие — «Шилка-Аргунский поперечный порог», по Ю. Ф. Миснику (1967), затем — в ограничениях Агинской плиты, далее — зона Балягинских разломов, по В. И. Сизых (1966) — в районе Мензенский блок. Разломы эти находятся на юго-восточном продолжении поперечных разграничений Байкалид и также разделяют Забайкалье на ряд поперечных блоковых областей: 1) относительно поднятую и резко дифференцированную Маклакано-Могочинскую и Газимурскую области, на продолжении которых находится Муйско-Удоканская область Байкалид; 2) относительно прогнутую активную, с расчлененным фундаментом Газимур-Урюмканскую, расположенную на продолжении Баргузино-Витимской области и прослеживающуюся далее к прогибу Большого Хингана; 3) переходную область, включающую западную часть Борщовочного кряжа и северо-восточную часть Далайнорской синеклизы; 4) стабильную Агинскую, расположенную на продолжении Центрально-Байкальской и прослеживающуюся к центральной части Далайнорской синеклизы; 5) в различной степени активизированные Чикойско-Ингодинскую и Мензенскую области, расположенные на продолжении Южно-Байкальской и Западно-Хамардабанской областей.

Таким образом, относительно стабильные области Забайкалья скорее всего являются блоками протоплатформенного фундамента, испытавшего расчленение одновременно с обособлением платформенных щитов и областей протерозой. При этом наиболее активная (осевая) область последних располагалась значительно севернее (Прибайкалье) и южнее (Внутримонгольский антиклинорий). В конце протерозоя и начале палеозоя активные области сместились непосредственно к северным границам Южного Забайкалья, завершив активное развитие салаирской консолидацией, но продолжали надвигаться с юга в палеозое, обусловив частичную реактивизацию территории в середине и конце герцинского цикла, осевые области которого находились на юге Монголии. По-видимому, мезозойская активизация Забайкалья явилась как следствием завершающих этапов герцинского цикла Монголии, так и отголоском тектоно-магматических процессов киммерид Тихоокеанского сектора. Короче говоря, в протерозое подвижность блоковых областей Забайкалья определялась преимущественно активными процессами Байкалид, т. е. в той или иной мере отражала общий характер движений преимущественно их поперечных областей, особенно в конце протерозоя и вплоть до завершающей консолидации Северной территории в начале палеозоя. В дальнейшем основное и последовательно нарастающее воздействие Южная территория испытывала с юга, а затем и с востока. При этом неизбежно искажался первоначальный структурный план региона.

К началу формирования продуктивных мезозойских гранитоидов относительно стабильные области Забайкалья, и прежде всего Агинская плита, представляли крупные приподнятые в основном амагматические

субплатформенные глыбы с общей тенденцией к относительному воздыманию, унаследованной с раннего протерозоя. Обрамляющие их блоки, напротив, неоднократно расчленились, активизировались и вовлекались в прогибы преимущественно в верхнем протерозое, среднем и верхнем палеозое и в мезозое. Первые явились областью локализации в основном грейзено- и пегматитоносных наиболее кислых и щелочных гранитоидов; вторые — средних и основных, сопровождающихся преимущественно сульфидной пневматолит-гидротермальной минерализацией. В первом случае догранитоидный магматизм практически полностью отсутствовал, во втором — ему предшествовали и (или) сопутствовали основные, средние и кислые эффузивы.

Краевая, примыкающая к Газимур-Шилкинскому прогибу часть Агинской плиты и западная часть Борщовочного блока осложнены узкой грабен-синклиналью с маломощными (2—3 км) преимущественно песчано-сланцевыми мезозойскими отложениями, перекрывающими позднепротерозойскую осадочную толщу. Гранитоиды слагают здесь ряд вытянутых вдоль разлома уплотненных массивов, экранируемых мезозойскими отложениями и тяготеющих к зонам поперечных разломов фундамента и соответственно резких перегибов простирааний складчатой толщи.

В составе интрузии выделяются слабо порфиоровидные разнозернистые биотитовые граниты, состоящие из (в %): микроклина — 40—45, плагиоклаза (№ 15—20 и 8—15) — 20—35, кварца — 20—30, биотита — 4—5; аксессуарных: турмалина, циркона, апатита, магнетита, хлорита, серицита, сфена, андалузита, сульфидных минералов, иногда сподумена, берилла. Двуслюдяные порфиоровидные мелко- и крупнозернистые, местами пегматоидные граниты связаны с биотитовыми фациальными переходами, но имеют и секущие контакты; состоят из (в %): микроклина — 25—35, плагиоклаза (№ 5—13) — 30—40, кварца — 30—35, мусковита — 2—4, биотита — 1—2; аксессуарных (помимо свойственных биотитовым гранитам): касситерита, вольфрамитов, колумбитов, берилла. Отдельные фациальные обособления — мусковитовые граниты и гранит-пегматиты. В условиях зеленосланцевого мегаморфизма массивы сопровождаются жильными гранитами, аплитами, кварцевыми жилами (преимущественно жильными гранит-пегматитами, низкотемпературными пегматитами и полевошпат-кварцевыми жилами с широко развитыми грейзеновыми минеральными ассоциациями), а также жильными пегматитами, содержащими полости с кристаллами турмалина, кварца, берилла и других минералов. Непосредственно с двуслюдяными гранитами, слагая их апофизы и сателлиты, нередко связаны жильные гранит-пегматиты, переходящие по простираанию в пегматиты.

В крайней западной части Ононского прогиба, врезанного в тело Агинской плиты, в связи с мезозойскими гранитоидами известны: кварцево-жильные касситеритовые месторождения, минерализованные граниты и поля низкотемпературных пегматитов. Вмещающие толщи смяты в широкие складки большей частью с весьма пологим, местами субгоризонтальным залеганием пластов. Выходы гранитов слагают небольшие субсогласные с вмещающими сланцами массивы, вытянутые цепью в северо-восточном направлении. По геофизическим данным, на глубине это единое межформационное тело. В состав гранитоидов выделяются фазы и фации гранодиоритов, биотитовых, двуслюдяных, мусковитовых и мусковит-альбитовых гранитов, средний минеральный состав которых приведен в табл. 1.

Мусковитовые граниты слагают небольшие фациальные обособления среди двуслюдяных гранитов, тогда как мусковит-альбитовые — самостоятельные тела или выступы массивов. Характерные аксессуарные минералы гранодиоритов, биотитовых и двуслюдяных гранитов — сфен, ортит, апатит, циркон, магнетит, а для мусковитовых гранитов — турмалин, гранат, касситерит; мусковит-альбитовые граниты резко обогащены

бериллом, тантало-ниобатами (0,005%), турмалином (0,1—0,2%), апатитом (0,1%).

Один из выступов мусковит-альбитовых гранитов в левобережье Онона характеризуется согласной субгоризонтальной кровлей и участково-полосчатым сложением, особенности которого хорошо видны на зарисовке (фиг. 4).

Таблица 1

Минерал, %	Гранодиориты	Граниты		
		биотитовые и двуслюдяные	мусковитовые	мусковит- альбитовые
Кварц	20—25	20—30	30—35	30—35
Микроклин	20—30	30—40	20—25	15—20
Плагиоклаз № 20—30	30—35	—	—	—
Плагиоклаз № 15—20	—	20—30	—	—
Плагиоклаз № 10—15	—	—	30—35	—
Альбит № 5—11	—	—	—	35—40
Биотит	15—17	5—8	—	—
Мусковит	—	1—5	10—13	5—9

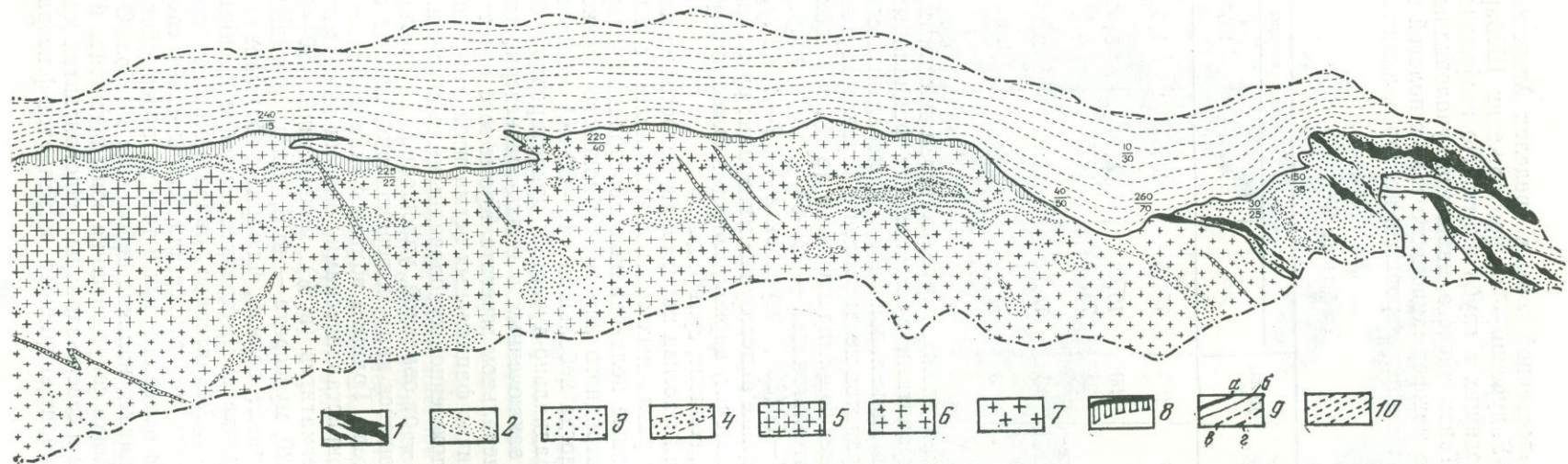
Средний химический состав пород выступа по главным окислам (табл. 2) соответствует среднему составу известных в настоящее время редкометальных гранитов, но с резко повышенным содержанием кремнезема (Баженова и др., 1973).

Примечательно следующее: отчетливое разделение пород на фациальные существенно натровые и калиевые составляющие в участках полосчатого сложения; преимущественно натровый состав пород гранитной структуры, примерно равные соотношения калия и натрия в участках пегматоидного или мелкоблокового сложения и преобладание калия в объединенных участках полосчатого и пегматитового сложения; наличие фациальных преимущественно полосовидных обособлений кварц-микрклиновых пегматитов, существенно кварцевых обособлений с миаролами и пустотами и секущих кварцевых прожилков, нередко связанных «корнями» с фациальными обособлениями. Краевая часть массива (справа на зарисовке) сечется полевошпат-кварцевым телом, количество кварца в котором достигает 50—60%, возрастая снизу вверх и с выходом во вмещающие породы, наиболее интенсивно измененные (грейзенизированные) на этом участке. Полосчатые и пегматитовые участки выступа массива местами содержат кристаллы берилла. В непосредственной близости (300—400 м) от выступа находятся касситерит-кварцевые жилы и прожилки.

Здесь и далее содержания Be, Li, Cs, Ta в гранитах характеризуются как «высокие», «повышенные» и т. п. в сравнении с кларками.

Группа дульдургинско-саханайских массивов локализована в западной части Агинской плиты, в районе пересечения субмеридионального Ононско-Туринского пограничного разлома северо-восточной зоной, прослеживающейся в район с. Агинского и далее в соответствующих структурных ограничениях Борщовочного поднятия, и системой Шебартинских поперечных разломов, прослеживающихся в район Дурулгуевского массива. Осадочные толщи разделяются на два яруса: нижний — верхнепротерозойские песчано-сланцевые отложения с прослоями туфов, смятые в складки различных порядков, и верхний — слабодислоцированные юрские песчаники, сланцы, гравеллиты и конгломераты.

Мезозойские граниты слагают ряд массивов: Дульдургинский, вытянутый вдоль Ононско-Туринского разлома; Саханайский и Таптанай-



Фиг. 4. Апикальный выступ массива Богов Утес

1 — кварц; 2 — тонкозернистая существенно кварцевая порода; 3—8 — граниты: 3 — пегматитовые и мелкоблоковые, обогащенные кварцем, мусковитом, бериллом, 4 — полосчатые с бериллом, 5 — мусковит-альбитовые крупнокристаллические, 6 — то же, мелкозернистые, 7 — мелкокристаллические, 8 — аplitовидные; 9 — контакты: а — секущие, б — резкие, в — нерезкие фациальные, г — граница обнажения; 10 — сланцевая толща

ский — вдоль северо-восточной зоны в пределах Агинской плиты; Зун-Ундурский и Бурун-Ундурский — на продолжении Шебартинской зоны разломов, также уходящих в глубь плиты. По геофизическим данным, все массивы, кроме Таптанайского, являются куполовидными выступами единого уплощенного межформационного тела с пологой в основном согласной кровлей, глубина формирования которого, видимо, не превышала 3 км.

Т а б л и ц а 2

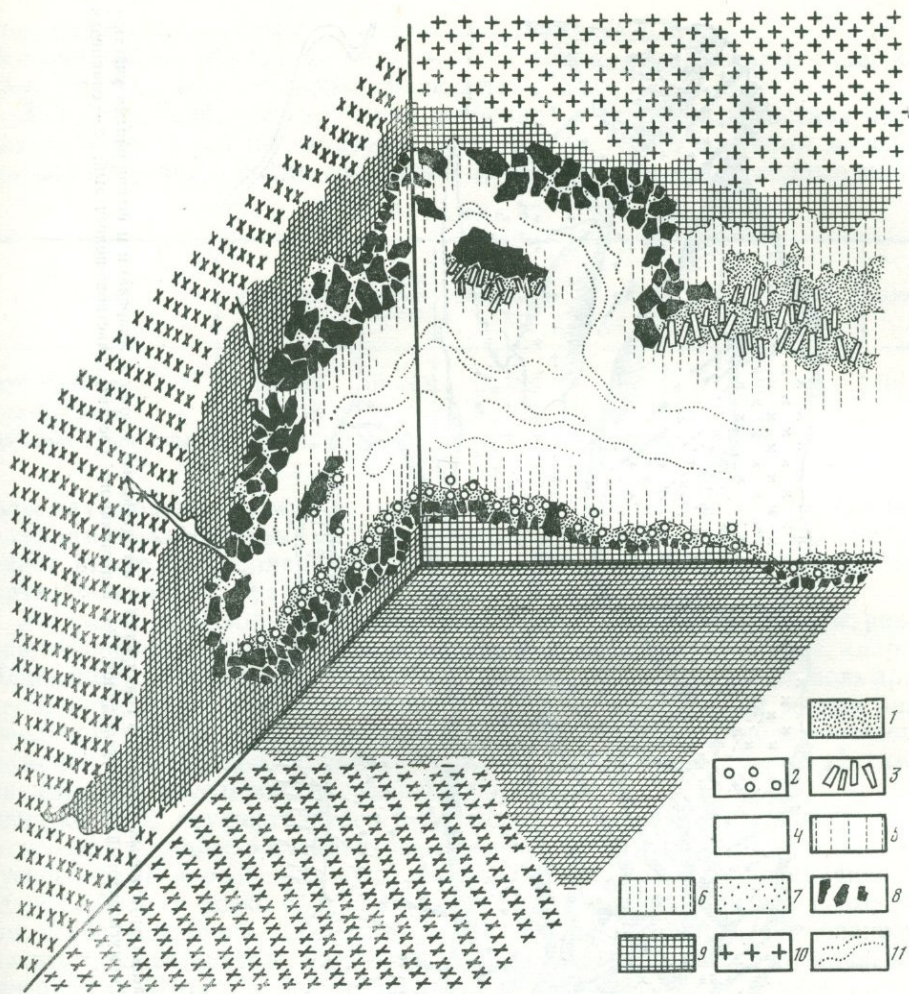
Порода	Доля, %	Главные окислы			
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Среднее по Богову Утесу	100	75,15	13,63	4,31	3,53
Разнозернистые мусковит-альбитовые граниты	50	75,00	13,86	5,05	2,41
Пегматоидные граниты	24	73,35	14,54	4,43	4,04
Участки полосчатого сложения + пегматиты	23	73,42	14,03	3,10	5,83
Существенно кварцевые обособления	3	97,73	0,90	0,29	0,26

Саханайский массив сложен крупнокристаллическими порфиroidными биотитовыми гранитами с небольшими фаціальными обособлениями двуслюдяных в апиальной части. Минеральный состав биотитовых и двуслюдяных гранитов неоднороден и характеризуется, по данным Н. Е. Залашковой, следующими цифрами (в %, в скобках — средние содержания): альбит-олигоклаза — 22—54 (31), микроклина — 11—46 (23), кварца — 17—60 (39), мусковита — 0,7—5,3 (3,1), биотита — 0,4—7,5 (3,7). Характерные акцессорные минералы: рутил, анатаз, ильменит, вольфрамит, касситерит, циркон, монацит, флюорит, турмалин, апатит, колумбит, гранат, гематит, сульфиды.

Для краевых частей массива характерны полосчатые или флюидальные текстуры за счет различных соотношений полевых шпатов, кварца и слюд, а также крупные полосовидные обособления кварц-микроклинового состава, пегматоидного или мелкоблокового сложения, мелкие шпильки пегматитов, иногда небольшие (10—20 см) четко обособленные сферические тела с радиально-лучистой ориентировкой блоков — кристаллов микроклина, заключенных в мелко-среднезернистом мусковит-альбит-кварцевом минеральном агрегате. Кроме того, известно несколько десятков крупных типично фаціальных пегматитов, тяготеющих к северной части массива, осложненной куполовидными выступами.

Форма пегматитов — от овальной, уплощенной по вертикали до штокообразной, расширяющейся книзу и переходящей вверх в секущие трубо- и плитообразные тела. Граниты вблизи фаціальных пегматитов становятся более крупнокристаллическими, обогащаются микроклином и кварцем. В составе пегматитов (в %): микроклина — 20—40, кварца — 30—70, альбита — 5—20, мусковита — до 5. Жилы обогащены турмалином, присутствуют: монацит, берилл, флюорит, небольшое количество колумбита и других минералов. Внутреннее строение крупных тел отчетливо зональное (фиг. 5). Характерны: концентрация черного и розового кварца в периферии ядра, полосчатое или флюидальное сложение кварца за счет чередования более светлых и темных полос, обогащенных газозо-жидкими включениями; наличие небольших миарол. Отходящие от кварцевого ядра прожилки секут внешние зоны пегматита и граниты.

Помимо пегматитов в северо-западных эндоконтактах массива известен ряд секущих флюорит-кварцевых и халцедон-флюоритовых жил

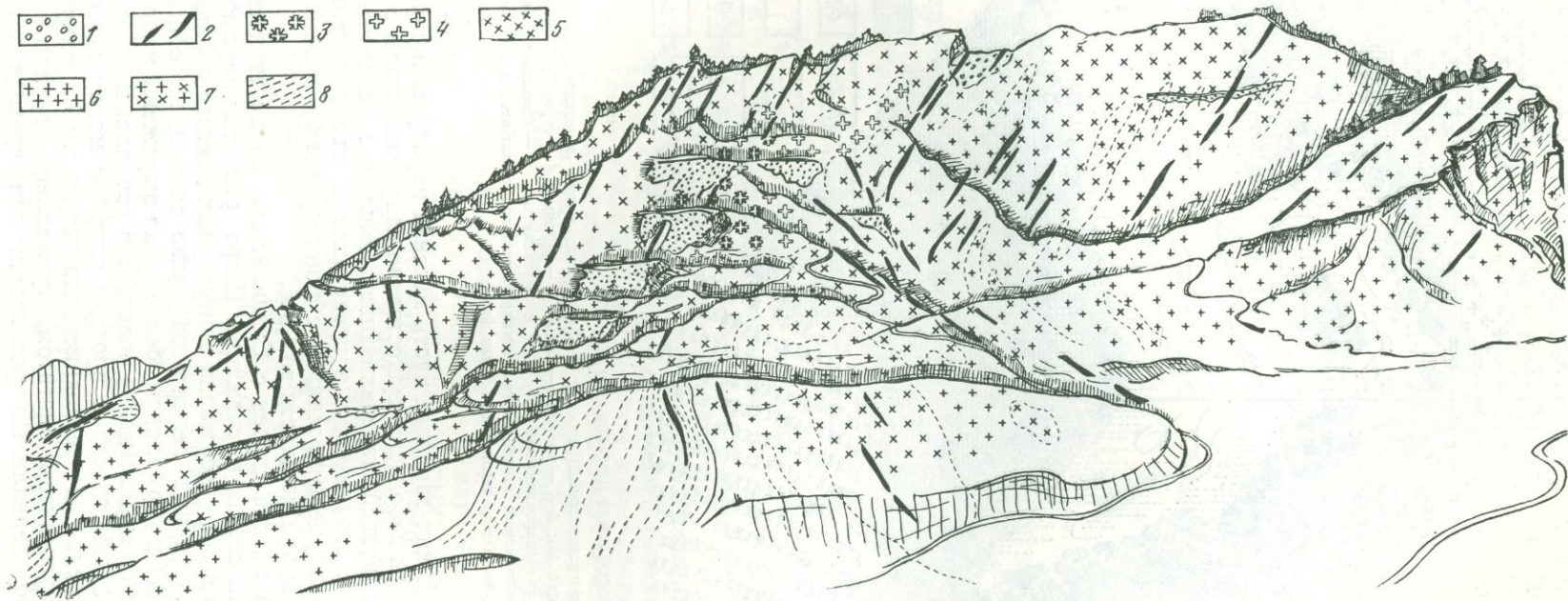


Фиг. 5. Фациальное обособление пегматита в граните

1 — турмалин-кварц-альбит-мусковитовый агрегат; 2—3 — берилл: мелко- и среднекристаллический (2) и крупнокристаллический (3); 4—6 — кварц: 4 — белый, 5 — розовый, 6 — черный; 7 — разнозернистый кварц-альбит-олигоклаз-микроклиновый агрегат с мусковитом; 8 — блоковый микроклин; 9 — пегматондный и мелкоблоковый кварц-олигоклаз-микроклиновый гранит-пегматит; 10 — гранит; 11 — флюиальность в кварце за счет темных и светлых полос

мощностью до 1 м. В юго-западной части массива наряду со шлировыми пегматитами известны небольшие существенно кварцевые жилы с незначительной вольфрамовой минерализацией. Жильные пегматиты распространены крайне ограниченно и представлены кварц-микроклиновыми и микроклин-кварцевыми жилами с аксессуарным бериллом протяженностью 30—150 м при мощности до 1,5 м.

Дульдургинский массив сходен с Саханайским, но имеет несколько более неоднородный состав и сложение. Шире развиты двуслюдяные граниты, несколько выше содержания аксессуарных апатита и флюорита. Крупные тела шлировидных пегматитов также сходны, но обогащены мусковитом (до 10%) и турмалином; более четко выражены миаролитовые пустоты, но значительно меньше количество берилла. В экзоконтактах массива располагаются серии протяженных, но маломощных пегматитовых жил, средне- и мелкокристаллических альбит-микроклин-кварцевых жил с мусковитом, биотитом, турмалином, гранатом и небольшим количеством берилла. По простиранию они переходят в полево-



Фиг. 6. Апикальный выступ интрузии

1 — свалы горных выработок; 2 — кварц-халцедоновые жилы; 3 — участки эруптивных брекчий в гранитах; 4 — пегматитный гранит с миаролами и фаціальными участками блоковых полевошпат-кварцевых обособлений; 5—7 — гранит: 5 — мусковитовый, 6 — двуслюдяной, 7 — непостоянного состава, участково-полосчатый; 8 — сланцевая толща

шпат-кварцевые и затем существенно кварцевые жилы с небольшим количеством вольфрамита, реже — касситерита, с миаролами, содержащими кристаллы кварца, реже флюорита.

Зун-Ундурский массив, общие особенности строения и состава которого хорошо видны на зарисовке (фиг. 6), сложен в основном двуслюдяными и мусковитовыми гранитами (в %; табл. 3). Акцессорные мине-

Т а б л и ц а 3

Граниты	Плагиоклаз	Номер плагио-клаза	Микрок лин	Кварц	Мусковит	Биотит
Двуслюдяные	25—35	10—12	15—25	20—45	10—15	До 5
Мусковитовые	25—35	2—7	10—25	30—50	10—20	—
Мусковит-альбитовые	25—35	2,6	0—10	40—50	20—30	—

ралы двуслюдяных и мусковитовых гранитов: рутил, анатаз, ильменит, вольфрамит, касситерит, циркон, монацит, флюорит, турмалин, апатит, гранат, пирит, арсенопирит; в мусковит-альбитовых гранитах, кроме того: колумбит, триплит, сфалерит.

Жильные производные массива: аплитовидные граниты, аплиты, реже гранит-порфиры, а также разнообразные существенно кварцевые, кварц-халцедоновые и халцедоновые жилы, преимущественно с олово-вольфрамовой и сульфидной минерализацией. Фациальные переходы между разновидностями гранитов осуществляются через участки полосовидного сложения и резко непостоянного состава; в сравнении с саханайскими зундурские двуслюдяные граниты обогащены W, Ta, Sn, Li, Rb, накопление которых осуществляется в последовательности: биотитовые граниты → двуслюдяные → мусковитовые → мусковит-альбитовые граниты. Мусковитовые и особенно мусковит-альбитовые граниты по сравнению с двуслюдяными резко обогащены вольфрамитом, флюоритом, турмалином; относительно обогащены Li, Sn, Be, содержат триплит, но обеднены апатитом, касситеритом, цирконом, монацитом, гранатом и сульфидными минералами. Литий, рубидий, бериллий, достигая высоких концентраций в мусковитовых и мусковит-альбитовых гранитах, практически отсутствуют в рудоносных жильных производных гранитов с их преимущественно вольфрамит-сульфидной минерализацией. Весьма примечательно наличие небольших минерализованных участков эруптивных брекчий и тяготеение к ним зон полосовидного и полосчатого сложения гранитов с крупнокристаллическими и даже блоковыми пегматитоподобными обособлениями, несколько обогащенными Li, Rb, Cs и содержащими небольшие пустоты с морионом. К этим же участкам тяготеет наибольшее количество кварцевых жил (часто с тонковкрапленными рудными минералами), переходящих по простиранию в халцедоновые. Жилы содержат многочисленные пустоты и осевые полости.

Дурулгуевский массив находится во внутренней части Агинской плиты, в области пересечения поперечных и продольных разломов фундамента (последние прослеживаются в район Зун-Ундура). Массив представлен рядом обособленных выходов, связанных на глубине в единое тело (геофизические данные), залегающее согласно с песчано-сланцевой толщей, смятой в брахиформные складки. По данным А. М. Гребенникова, А. И. Кулагашева и других, в составе массива выделяются гранодиориты и несколько фациальных и фациально-фазовых разновидностей биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов, вариации составов которых приведены в табл. 4.

Для биотитовых гранитов характерны акцессорные: циркон, апатит, магнетит, ильменит, монацит, рутил, реже касситерит, топаз, сульфид-

ные минералы; содержания  $\text{BeO}$  — до 0,00n%. Мусковитовые граниты обогащены турмалином, касситеритом, гранатом, вольфрамитом. От биотитовых к мусковитовым гранитам повышаются содержания  $\text{Be}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{W}$ . Максимальные содержания лития и рубидия (до 0,0n%) свойственны двуслюдяным гранитам. Жильный комплекс представлен микрогранитами, аплитами, пегматитами и разнообразными кварцевыми и грейзеновыми жилами. Для мусковитовых, отчасти двуслюдяных, гранитов характерны альбитизация и грейзенизация эндо- и экзоконтактных зон и участков.

Таблица 4

Граниты	Породообразующие минералы, %						
	кварц	плагиоклаз			микроклин	биотит	мусковит
		№ 20—25	№ 10—20	№ 3—10			
Биотитовые	20—30	20—30			20—35	5—10	0—2
Двуслюдяные	25—35		30—40		25—30	5—10	5—10
Мусковитовые	30—40			30—40	25—30		7—12

С мусковитовыми гранитами связаны многочисленные преимущественно кварцевые, реже полевошпат-кварцевые жильные серии с олововольфрамовой отчасти сульфидной минерализацией; с двуслюдяными — жильные пегматитовые серии с аксессуарной бериллиевой минерализацией. В отдельных случаях можно наблюдать следующую последовательность: биотитовые порфировидные граниты сменяются в краевых частях массива и жилевидных апофизах гранитами с пегматитовыми обособлениями, которые по простиранию распадаются на серии дайковых тел гранит-пегматитов и затем сменяются жилами аплитов, но чаще микроклиновых и микроклин-альбитовых пегматитов с бериллом, доналитом, фенакитом и сульфидными минералами. Пегматиты сменяются многочисленными полевошпат-кварцевыми и кварцевыми жилами. Двуслюдяные граниты или их отдельные участки содержат более высокие концентрации лития, нежели пегматиты и сравнимые концентрации  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Be}$ . В связанных с мусковитовыми гранитами кварцевых жилах содержания тантала в высокотемпературных вольфрамитах достигают десятых долей процента.

**Район Шерловой горы и Адун-Чолона.** Находится в юго-восточной части Агинской плиты на пересечении Восточно-Агинской и Газимур-Борзинской разрывных зон фундамента. Шерловогорский и Адунчолонский массивы мезозойских гранитов расположены по соседству, но первый непосредственно на крайнем восточном выступе плиты, обрамленном Харанорской впадиной, второй — юго-западнее внутри плиты на периферии ее внутренней межгорной Торейской впадины. Оба массива межформационные, но Шерловогорский интрузирует палеозойские (?) эффузивы и гранитоиды, лишь отчасти экранируясь пластичной песчано-сланцевой толщей, тогда как Адунчолонский массив полностью экранирован ею.

Адунчолонский массив — резко уплощенный, с субгоризонтальной конкордантной кровлей, осложненной небольшими валообразными выступами, вытянутыми в северо-западном направлении, согласно направлению поперечных разрывов фундамента. Сланцы испытывали дополнительную складчатость в контакте с гранитами и интенсивный метаморфизм: 2—3-метровая зона экзоконтакта, пронизанная тонкими межпластовыми инъекциями кварц-полевошпатового состава и в сущности слабогранитизированная; далее 15—20-метровая зона роговиков. Изредка сланцы секутся аплитами с небольшими обособлениями кварца или квар-

цевыми жилами. На юге массив сопровождается ограниченным числом даек гранит-порфиров, порфиroidных и аплитовидных гранитов, местами интенсивно измененных постмагматическими процессами.

Массив сложен крупнозернистыми (до 3—5 см) порфиroidными биотит-микроклиновыми гранитами и фаціальными разновидностями двуслюдяных гранит-порфиров с многочисленными шлировидными обособлениями пегматитов. Для отдельных участков массива весьма характерно участковое полосчатое, часто струевидное сложение. Величина кристаллов микроклина в полосовидных обособлениях возрастает местами до 8—10 см и более, а количество — до 70—80%. Характерны многочисленные миаролы в пределах отдельных участков и полос, чередование полос светлого и серого кварца, обогащенного газовой-жидкими включениями. Примечательны своего рода пемзовидные участки, «поры» которых усеяны мелкими кристаллами прозрачного кварца. В целом полосы и обособления ориентированы параллельно кровле массива, тяготея к участкам развития шлировидных пегматитов. Последние имеют вытянутую или овальную форму, несколько уплощенную по вертикальной оси, и достигают 10 м в поперечнике; группируются главным образом вдоль валообразных выступов апикальной части массива. В пегматитах отмечаются кварцевые оси (ядра) с радиально-лучистыми агрегатами турмалина и кристаллами берилла; нередко — крупные полости с друзами мориона, турмалина и пачками мусковита. Заметные следы постмагматического замещения как в пегматитах, так и в гранитах отсутствуют.

**Шерловогорский массив.** Вскрытая эрозией апикальная часть массива изобилует сравнительно резкими часто штокообразными выступами, сопровождается многочисленными жильными телами аплитов, гранит-порфиров, зонами грейзенизации, кварцево-жильно-грейзеновыми нередко штокверковыми зонами с оловянной, вольфрамовой, молибденовой отчасти сульфидной минерализацией. В отдельных выступах и сателлитах массива отмечаются субэффузивные фации гранитов, а также воронкообразные, расширяющиеся вверх зоны минерализованных эруптивных брекчий.

В целом массив сложен сходными с адунчолонскими, но значительно более глубоко дифференцированными гранитами, среди которых выделяется не менее трех фаз или фаций: крупнозернистых порфиroidных гранитов, гранит-порфиров и аплитовидных гранитов, часто слагающих дайковые серии. В пределах фаз и фаций гранитов характерна резкая изменчивость составов (за счет различных соотношений кварца и полевых шпатов) и текстурно-структурных особенностей. Основная масса порфиroidных гранитов и гранит-порфиров по сравнению с гранитами и гранит-порфирами Адун-Чолона более мелкозернистая (до фельзитовидной); для них характерны участки, изобилующие миаролами, а также интенсивные и широкие экзо- и эндоконтактные ореолы постмагматических изменений пород. О. Д. Левицкий подчеркивает исключительную насыщенность массива рудными телами «поразительно разнообразного» строения и состава. Это эндо- и экзоконтактовые, а также (преимущественно) жильные грейзены: турмалин-кварцевые, мусковит-кварцевые с флюоритом, кварц-топазовые, существенно кварцевые, кварц-флюоритовые или топазовые с бериллом, касситеритом, вольфрамитом, шеелитом; грейзены, обогащенные лепидомеланом, сидерофиллитом с касситеритовой и сульфидной (Pb, Zn, Mo, Cu, Fe, Sn, W, Sb и др.) минерализацией. Наряду с грейзенами отмечаются микроклин-кварцевые жилы и обособления с бериллом и топазом, существенно кварцевые с бериллом, ферберит-топаз-кварцевые, а также халцедоновые прожилки. В крупных миаролах обширных грейзенов широко известны кристаллы драгоценного берилла.

В итоге можно отметить следующий ряд основных закономерностей.

1. К числу продуктивных производных мезозойских гранитов относительно стабильных областей относятся низкотемпературные пегматиты и редкометальные граниты. Но ведущая специализация производных определяется различными вариантами грейзенового процесса.

2. С выступами одних и тех же массивов нередко связаны различные производные с весьма несходной минерализацией.

3. В пределах рассмотренной территории все более или менее крупные месторождения любого генетического типа тяготеют к районам пересечения различно ориентированных разломов фундамента, что уже неоднократно отмечалось многими исследователями Забайкалья. Однако пегматитовые поля приурочены к краевым частям поднятий, ограниченными наиболее активными линейными тектоническими зонами. Редкометаллогранитные грейзеновые и другие месторождения располагаются в более внутренних областях поднятий или на их менее активной периферии, на пересечениях более или менее равноценно проявленных глубинных разломов различного направления.

Редкометальные граниты, в отличие от типично грейзеновых и особенно кварцево-жильно-грейзеновых проявлений, формируются в условиях сравнительно спокойного тектонического режима и при весьма эффективной экранирующей способности вмещающих пород. Наличие проницаемых зон в кровле массивов при прочих равных условиях сопровождается отчетливой тенденцией к смене пегматитовой и «апогранитовой» минерализации олово-вольфрамовой грейзеновой.

В условиях, сходных с условиями формирования редкометальных гранитов, но в большом удалении от наиболее активных тектонических зон и при исключительно высокой экранирующей способности маломощной субгоризонтальной пластичной кровли интрузии формируются камерные пегматиты. Но при замене пластичных пород жесткими (в условиях более активного тектонического режима) вместо камерных пегматитов возникают кварцево-жильные, штокверковые и другие месторождения с олово-вольфрамовой, бериллиевой, сульфидной и иной минерализациями при широком развитии гранитов с миаролами и пустотами, участками минерализованных эруптивных брекчий и субэффузивными фациями и фазами интрузии. Широкое развитие получают жильные граниты и аплиты.

Для большинства «стабильных» районов рассмотренной территории относительная роль кристаллического фундамента примерно равноценна, и различия геологических условий формирования гранитоидов определялись преимущественно тектоническим режимом и свойствами толщ, перекрывающих фундамент и экранирующих интрузию.

Взаимозависимость геологических условий и результатов гранитоидного процесса можно, видимо, установить, располагая все рассмотренные объекты в последовательности, учитывающей: уменьшение мощностей экранирующих интрузию толщ и степени их складчатых деформаций; удаленность от осевых зон тектоно-магматической активности и возрастающую стабильность кристаллического фундамента; уменьшение эффективности экранирующих свойств вмещающей толщи. Последовательность, очевидно, будет следующей: районы формирования пегматитов вдоль Газимуро-Шилкинской шовной зоны, далее район Ононского вреза, затем Дульдургинско-Саханайский и Дурулгуевский районы (и в их пределах: Дульдурга→Саханай→Дурулгуевский массив→Зун-Ундур), следом внутренние области плиты в районах пересечений разломов фундамента, Адун-Чолон и затем Шерловая гора.

В принятой последовательности возрастает общая изменчивость составов и текстурно-структурных особенностей гранитов преимущественно

но поздних фашиально-фазовых разновидностей. В составе жильных пегматитовых серий возрастающее развитие получают завершающие существенно кварцевые жилы и прожилки, минеральные ассоциации грейзенового типа. Жильные пегматиты сменяются или пегматитоподобными редкометальными гранитами, или шлировыми и камерными пегматитами, на смену которым, в условиях относительно высокой проницаемости внешней среды и неустойчивого динамического режима, приходят разнообразные грейзеновые, кварцево-жильные и иные типично пневматолит-гидротермальные типы производных гранитов, включая зоны минерализованных эруптивных брекчий.

## МЕЗОКАЙНОЗОЙСКАЯ ОБЛАСТЬ ПАМИРА

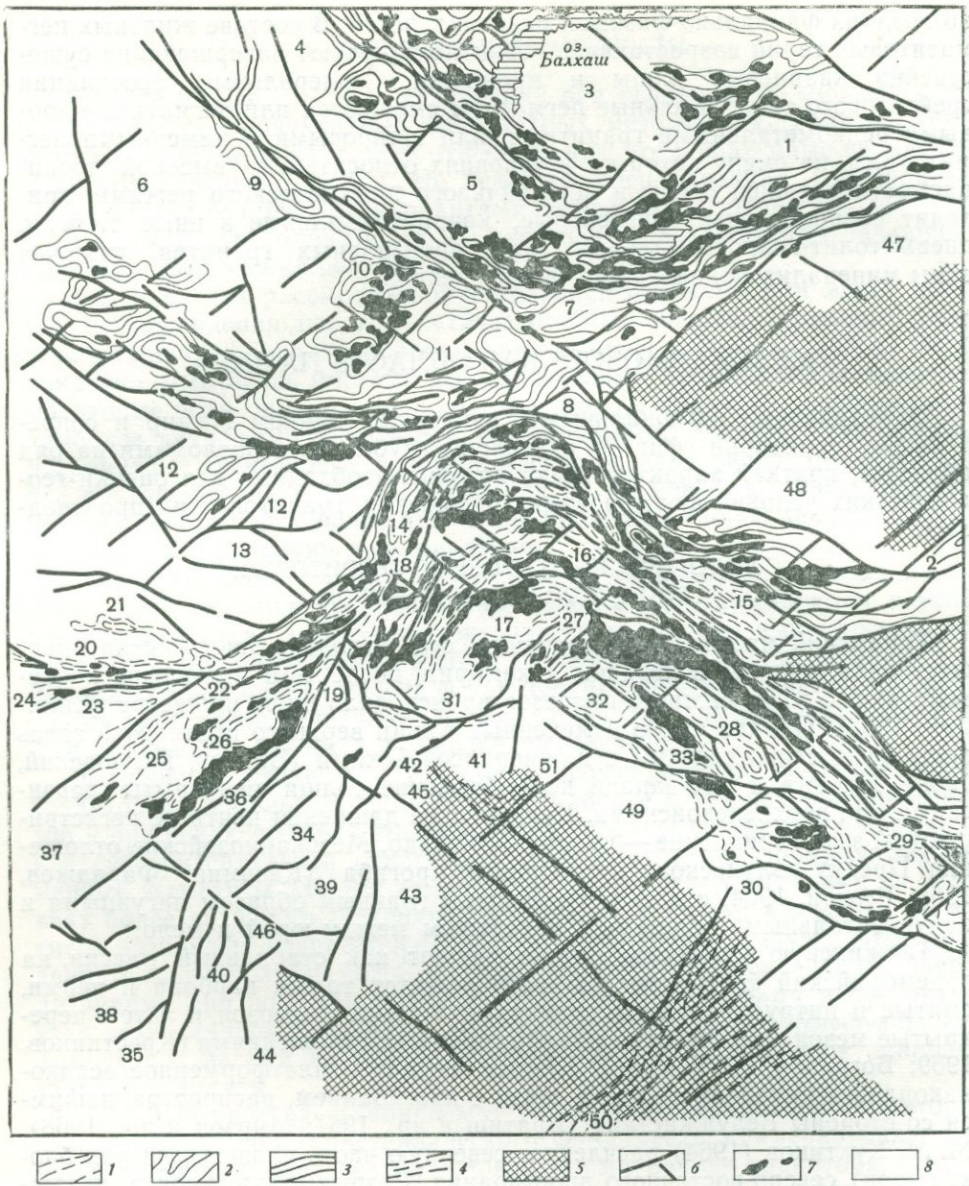
Объединенные региональным структурным планом Памир и сопредельные территории (фиг. 7) разделены глубинными разломами на ряд областей, краткая характеристика которых необходима для оценки геологических условий формирования памирских гранитов и их производных.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ, СОПРЕДЕЛЬНЫХ С ПАМИРОМ

**Таримский массив.** Формированию его платформенного чехла предшествовал перерыв в позднем докембрии, после чего отложение континентальных толщ нижнего палеозоя происходило лишь на севере (Синицын, 1957). Однако слабо измененные толщи верхнего протерозоя здесь достаточно тесно связаны с нижнепалеозойскими (Власов, Гниловский, 1969). На юге и юго-западе докембрийские толщи перекрыты девонскими или верхнедевонскими. Каледонские движения почти не регистрируются, зато герцинские — проявились резко. Мезокайнозойские отложения Предкуэньлуньского предгорного прогиба (Казьмин, Фараджев, 1961; Резвой, 1964, и др.) представлены главным образом лагунными и континентальными толщами с перерывом между юрой и мелом.

**Таджикскую депрессию** рассматривают как стабильный массив, на докембрийский фундамент которого ложатся толщи карбона и перми, смятые и интродуцированные гранитами в конце палеозоя и затем перекрытые мезокайнозойскими платформенными отложениями (Крестников, 1959; Богданов, 1965, и др.). Южнее Амударьи платформенное осадконакопление началось с мела в связи с прогибанием, распространявшимся со стороны Белуджистана (Братиш и др., 1967; Мирзод и др., 1968). М. М. Кухтиков (1964) расчленяет северную часть площади на ряд блоков (зон) северо-восточного простирания. Разрывы фундамента, известные по геофизическим данным, на севере и юге имеют преимущественно субширотное простирание. Между хребтами Бабатаг и Хозретши господствуют субмеридиональные ( $0-20^\circ$ ) направления впадин и складок, согласные с простиранием герцинид Памира. В фундаменте массива устанавливаются крупные северо-восточные ( $40-50^\circ$ ) «гравитационные ступени», соответствующие глубинным разломам (Беляловский, 1964). Совпадая с границами выделенных зон, они прослеживаются к северо-востоку, совмещаясь со структурами Чаткало-Кураминской области, например по линии Карши — Самарканд — Джизак — Ташкент. Менее отчетливы и фрагментарны северо-западные ( $320-330^\circ$ ) направления. В фундаменте и те и другие имеют торцовые сопряжения (Вонгаз, Коган, 1964).

**Область Ирано-Афганской плиты.** По мнению А. Л. Яншина (1965, стр. 28), «вся территория Ирана представляла собой в палеозое несколько погруженный выступ Африкано-Аравийской платформы, а южная граница палеозойской геосинклинали области проходила под Копет-



Фиг. 7. Геолого-структурная схема территорий, сопряженных с Памиром

1—4 — области складчатости: 1 — мезозойской и раннекайнозойской, 2 — герцинской, 3 — каледонской, 4 — протерозойской; 5 — платформенный фундамент; 6 — зоны разрывных нарушений; 7 — гранитоиды; 8 — области преимущественно со слабонарушенным фундаментом

Цифры на схеме: 1 — Илийская впадина; 2 — Алтын-Таг; 3 — Прибалхашская глыбовая область; 4—5 — Чуйский массив; 6 — Туранская плита; 7 — Нарынский блок; 8 — Сулутурекский массив; 9 — Каратау; 10 — Чаткало-Кураминская область; 11 — Ферганская область; 12 — Таджикский массив; 13 — Верхнеамударьинская впадина; 14 — Бадахшан; 15 — Агыл-Локзун; 16 — Каракорум; 17 — Гильгитский блок Хазарской складчатой области; 18 — Памиро-Нуристанский срединный массив; 19 — Кабульский блок; 20 — Парапамиз; 21 — Банди-Туркестан; 22 — Кохэбаба (Майдан); 23 — Снахкох; 24 — Гератский блок; 25 — Хазараджат; 26 — Южная ветвь Гиндукуша; 27 — поперечные структуры Нанга-Прабат; 28 — синклиорий Спити; 29 — зона Кайлас; 30 — пояс Крол; 31—33 — кайнозойские впадины: 31 — Пешварская, 32 — Кашмирская, 33 — Пенджабская; 34—35 — Инд-Белуджистанский массив; 36 — зона Гардез; 37 — Гильмендский блок; 38 — Харанский блок; 39 — антиклинорий Сулеймановых гор; 40 — Киртарский антиклинорий; 41—44 — передовые прогибы: 41 — Кохат-Потварский, 42 — Мианвильский, 43 — Предсулейманский, 44 — Предкертарский; 45 — Баннуйский блок; 46 — Сибиьский блок; 47 — Северо-Таримский прогиб; 48 — Предкузньлуьнский прогиб; 49 — Предгималайский прогиб; 50 — Чатаргхорский синтаксис; 51 — Кирана

дагом...». Однако этот «выступ» в Центральном и Юго-Западном Иране в раннем палеозое был расчленен межблоковыми зонами, верхнедокембрийские и палеозойские отложения которых претерпели герцинскую складчатость и метаморфизм (Thiele, Otto, 1967).

Нижняя и средняя юра в Центральном Иране — флиши и известняки; верхняя юра и нижний мел — пестроцветы, известняки, гипсы, мощные толщи кислых эффузивов. Для этих отложений характерны непостоянство мощностей, составов, резкие различия в степени дислокаций. В позднем мезозое и кайнозое дифференцированность движений возросла, обусловив формирование мел-палеогеновых толщ межблоковых прогибов, прорванных интрузиями гранодиоритов. Значительные перерывы осадконакопления устанавливаются в основании пермских, триасовых и меловых толщ (Кулаков, 1970). Однако мезозойские отложения ложатся без углового несогласия на палеозойские, даже если они разделены значительным перерывом. Интенсивные складкообразовательные процессы в узких межблоковых «альпийских» зонах произошли лишь в конце мезозоя и в кайнозое. Главнейшими структурными направлениями, отразившимися на формировании еще палеозойских толщ, являются северо-западные ( $310-320^\circ$ ) Загроса и Копетдага, и северо-восточные ( $40-50^\circ$ ) Гиндукуша.

**Область Гиндукуша и Парапамиза**<sup>1</sup> находится на юго-западном продолжении Памира и Каракорума (Бадахшан и Нуристан), распадаясь в районе Кабула на две ветви: Северную (хребты Гиндукуша и Парапамиза) и Южную (горы Хазараджат) с примыкающим к ней районом хребта Кохэбаба.

В блоковых поднятиях Бадахшана, Нуристана, Герата, хребтов Сиахкох и Кохэбаба вскрывается кристаллический докембрий, перекрытый палеозойскими отложениями (Славин, 1969). Но юго-западнее Кабула и в осевой части хребта Сиахкох палеозой подстилают немые филлитовые толщи, местами отделенные от несомненно палеозойских отложений слабым несогласием и перерывом, но дислоцированные в едином с ними плане.

Палеозойские отложения, представленные всеми системами, в большинстве районов начинаются с ордовика, силура или верхнего девона; кембрий известен лишь в Бадахшане. В отдельных поднятиях Бадахшана и Гиндукуша мощность палеозоя сокращается до 1 км и менее. Наиболее мощный (6—8 км) разрез свойствен Северной ветви области в зоне Майдан.

К северу от Главного Гиндукушского разлома верхи докембрия (?) и палеозой (до девона включительно) — субплатформенные амагматичные толщи мощностью от 2,5 до 4 км, сходные с толщами чехла Южно-Афганского массива, в отличие от верхнекарбон-пермских геосинклинальных формаций Банди-Туркестана (Кулаков, 1970). Отложению в отдельных прогибах мощных морских толщ карбона предшествует размыв. Перерывы осадконакопления отмечаются в верхнем карбоне и перми, сопровождаясь складчатостью и внедрением верхнекарбонных и пермских (или раннетриасовых) гранитоидов (на северо-востоке).

К югу от Главного Гиндукушского разлома в районе хребта Сиахкох палеозойский разрез представлен маломощными (порядка 1 км) лагунами и субконтинентальными отложениями, сходными с отложениями разреза центральной Хазараджатской области. Палеозойские отложения отсутствуют в Памиро-Нуристанской области, вовлеченной в опускание лишь с начала триаса (Славин, 1969).

<sup>1</sup> Описывается по данным: А. В. Пейве и др. (1964), А. Л. Яншин и др. (1966), А. П. Марковский и др. (1966), А. Гансер (1967), В. В. Кулаков (1970), Е. Norin (1964), Blais Jacques (1968), и др. Наиболее полные сведения почерпнуты из работы: Мирзод, Колчанов, Манччарянц (1968).

Севернее осевого Гиндукушского поднятия палеозой перекрыт субплатформенными мезозойскими отложениями, но вдоль края поднятия, в узком «осевом раннемезозойском прогибе» (Мирзод и др., 1968) они представлены мощными (4500 м) карбонатно-терригенно-вулканогенными толщами нижнего и среднего триаса, несогласно перекрытыми верхнетриасовыми вулканогенно-терригенными отложениями. Аналогичная ситуация отмечается В. В. Кулаковым на западе. В конце триаса фиксируется складчатость и формирование гранитоидов, затем вновь прогибание с накоплением поздне триасово-юрских вулканогенно-осадочных (на юге) и субконтинентальных угленосных (на севере) осадков, смятых в конце юры — начале мела.

К югу от осевого поднятия и отчасти в его пределах толщи пермотриаса (изредка) отлагались непосредственно на кристаллическом фундаменте. Начиная с маастрихта толщи мела неразличимы по обе стороны осевого поднятия, очевидно утратившего свою «барьерную» роль.

В пределах рассматриваемой территории каледонская складчатость отсутствует; герцинская — происходила в карбоне и перми только к северу от Гиндукушского разлома, сопровождаясь соскладчатými гранитоидами с абсолютным возрастом 335—360 млн. лет (Мирзод и др., 1968). В пределах относительно приподнятых в палеозое блоков этой области известны пермо-триасовые гранитоиды. На остальной территории складчатость и внедрение гранитоидов происходили лишь в мезозое и кайнозое. В пределах Восточного Бадахшана, Нуристана, осевых поднятий Гиндукуша, а также, видимо, в зоне Майдан и на западе, южнее Главного Гиндукушского разлома наиболее широко развиты раннемезозойские соскладчатые гранитоиды (155—200 млн. лет) и более поздние — юрские и (или) раннемеловые. С ними связаны многочисленные контактово-метасоматические, пневматолит-гидротермальные рудопоявления, а также низкотемпературные бериллий- и сподуменоносные пегматиты (Дарай-Пич и Дарай-Нур) с широким развитием альбитовых, кварцевых и грейзеновых минеральных ассоциаций.

Главными структурными направлениями Гиндукушской области являются северо-восточные (40—50°) и субширотные, а также субмеридиональные (10—20°). На карте А. П. Марковского (Марковский и др., 1966), а также на схеме С. Х. Мирзода и др. (1968) намечаются фрагменты поперечных северо-западных (310—330°) разрывов, к участкам пересечения которых с северо-восточными разрывами приурочены наиболее сложные изгибы складок и окончания некоторых субширотных и субмеридиональных (10—20°) структурных линий. Одна из главных субмеридиональных линий — зона Архонда характеризуется как сбросо-сдвиг (Blaise Jacques, 1968).

Региональные структурные позиции кабульских, бадахшанских и нуристанских поднятий дают основание рассматривать их как связующее звено между Таримским и Иранским срединными массивами (Воскресенский и др., 1968). По данным В. И. Славина (1969), Нуристанская область входит в состав Памиро-Нуристанского мезозойского срединного массива с архейско-протерозойским фундаментом, перекрытым в триасе 1,5—2-километровой песчано-сланцевой толщей и расчлененным разломами после лейаса. Весьма примечательно существование вдоль северной периферии осевых блоков Гиндукуша и Паратамиза глубокого раннемезозойского прогиба при значительной роли в нем вулканогенов и наличии поздне триасовой или раннеюрской складчатости и гранитоидов. Кроме этого прогиба типично геосинклинальный режим, видимо, отсутствовал на всей территории и в палеозое и в мезозое, а южнее Гиндукушского разлома сохранялся платформенный режим.

**Север Индостана** сложен двумя разделенными несогласием комплексами: архейскими кристаллическими толщами Дхарвара и позднедокембрийскими (алгонскими) слабо метаморфизованными отложениями

Пурана, включающими, возможно, и низы кембрия. Неогей Индии характеризуется перерывом осадконакопления вплоть до верхнего карбона, а на севере — до позднего мела.

Возраст дхарварских гнейсов —  $3500 \pm 500$  млн. лет, позднеархейских геосинклинальных формаций Восточных Гат — 2600—2000 млн. лет; время накопления комплекса Пурана, включающего геосинклинальные формации системы Дели и лагунно-континентальные — Виндхия, примерно 1600—900 млн. лет, но возраст наиболее молодых пегматитов араваллийского пояса (альгонк) — 740—580 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966, и др.). В пределах араваллийского пояса архейский фундамент, видимо, сохранился лишь в отдельных глыбах среди складчатых толщ верхнепротерозойской (альгонкской) консолидации.

Структура докембрия определяется субортогональной системой северо-западных ( $310-320^\circ$ ) и северо-восточных ( $40-50^\circ$ ) разрывов (в архейских толщах) и складок (в альгонкских). На севере спокойное почти горизонтальное залегание альгонкских толщ перемежается инъецированными гранитами и интенсивно метаморфизованными складчатыми зонами северо-восточных простираний, но с северо-западными перегибами (Раджпутан, Аравалли, Кирана). В целом в Киране по сравнению с Аравалли альгонкские толщи менее мощны, слабее метаморфизованы и дислоцированы.

Северо-западное обрамление платформы осложнено тремя крупными выступами фундамента (Саргодийский, Нагор-Пуркарский, Саккарский). Кристаллический фундамент перекрыт платформенными позднедокембрийскими, нижнепалеозойскими и неогенчетвертичными отложениями, местами разделенными маломощными мезозойскими и палеогеновыми толщами (Воскресенский и др., 1968).

Окаймляющие платформу передовые прогибы (Кохат-Потварский, Мианвильский и др.) выполнены платформенными отложениями палеозоя, мезозоя и палеогена, перекрытыми мощной неогеновой молассой. Эти продольные прогибы разделены поперечными структурами (Банну, Сиби и др.), находящимися на продолжении северо-западных разрывных структур фундамента платформы.

«Альпийский пояс» между Гиндукушем и Индостаном включает Хазарскую складчатую область, а также Сулейманский и Киртарский мегантиклинории, разделенные поперечными структурами Сиби. Два последних мегантиклинория в юре, мелу и палеогене — глубокие (6—7 км) трюги, выполненные морскими осадочно-вулканогенными отложениями. Складчатость и магматизм заметно проявились лишь в позднем мезозое на северо-востоке (Хазар), в основном же — в кайнозое, последовательно западывая в сторону платформы.

**Гималаи**, согласно исследованиям А. Гансера (1967), В. Н. Синицына (1963), Д. П. Резвого (1964) и других, представляют раздробленную часть Индийского щита, возникшую как крупное горное сооружение лишь с миоцена. Они состоят из ряда разделенных разломами структурных элементов: продольных — Субгималаи (Предгималайский прогиб), Низкие, Высокие и Тибетские Гималаи и поперечных — Кашмир, Пенджаб, Кумаон и другие. Пограничные разрывы классифицируются преимущественно как крупные надвиги или шарьяжи. Однако, согласно А. Гансеру, падения плоскостей многих из них крутые. Против гипотезы шарьяжей возражает Д. П. Резвой. Недавние исследования Р. Ранджа (Ranga, 1968) в районе «пояса Крол» также опровергают предположения о существовании крупных надвигов.

Режим развития Низких и Высоких Гималаев в нижнем и среднем палеозое не отличался от режима северной части Индийского щита. Позднекарбонная активизация, как и во внутренних районах Индийского щита, выразилась в формировании узких прогибов, заполнявшихся грубообломочным материалом. Затем вплоть до мела накапливались

преимущественно мелководные осадки общей мощностью до 3—4 км. В Тибетских Гималаях (зона Тетиса) от позднего докембрия до мела формировался маломощный, но непрерывный разрез субплатформенного или «в крайнем случае» миогеосинклинального типа (Гансер, 1967, стр. 306). Причем Б. А. Петрушевский (1970) подчеркивает, что мощности мезозойских отложений Ундийской платформы в ряде случаев большие, чем у соответствующих отложений Гималаев.

Позднедокембрийские отложения на значительной части территории слабо или совсем не метаморфизованы, залегают на кристаллических толщах, сопоставимых с дхарварскими, и без углового несогласия перекрываются палеозоем. Никаких признаков регионального метаморфизма, складчатых процессов, так же как и заметных проявлений магматизма (исключая Кашмир и Ассам), на Гималаях неизвестно до середины или конца мела, ознаменовавшегося приразломными излияниями больших масс эффузивов. Главная «гималайская фаза складчатости» датируется возрастом 10 млн. лет. Складчатые структуры Гималаев характеризуются чередованием широких открытых и пологих в сводах складок с зонами узких и сжатых складок, которые огибают выступы фундамента и ориентируются вдоль разрывов.

Наряду с генеральными северо-западными структурами в Гималаях существуют субширотные, субмеридиональные и северо-восточные (40—50°) структуры; последние фиксируются на продолжении индостанских непосредственно, в резких перегибах складок, контурах приподнятых глыб фундамента, в ориентировке прогибов, в смене фаций осадочных пород и особенностей магматизма. Наиболее четкие косвенные признаки существования поперечных разрывов фундамента фиксируются: на севере Кашмира, на границах Кашмира и Пенджаба, Пенджаба и Кумаона, Кумаона и Непала, в Сиккиме. Субширотные и субмеридиональные направления фиксируются по тем же признакам, что и поперечные, но им еще более отчетливо следуют простирания складок. Наиболее крупные субширотные линии наряду с субмеридиональными берут начало в районах вероятных пересечений продольных разломов с наиболее значительными из предполагаемых поперечных разломов. Остается добавить, что, по мнению Д. П. Резвого (1969), Гималаи в целом являются надразломной структурой и что вдоль важнейших северо-западных разломов отмечаются сдвиговые перемещения.

**Каракорум.** Его северо-восточная зона (зона Тетиса), включающая Агыл-Локзун, представлена палеозойской сланцевой толщей Пасу мощностью 1 км, согласно перекрытой довольно мощными (3—4 км) верхнекарбонowymi и пермо-триасовыми песчано-сланцево-карбонатными отложениями с вулканогенами, отсутствующими во всех других зонах. Юго-восточнее Агыл-Локзуна располагается Тибетская часть мезозойского геосинклинального прогиба Юго-Восточной Азии с его верхнекарбон-верхнеюрским выполнением. Для Северо-Восточной зоны характерен послепермтриасовый перерыв с выпадением в Агыл-Локзуне нижнеюрских отложений (Nogin, 1946) и с трансгрессивным залеганием маломощных (200—300 м) юрских или нижнемеловых (на западе) отложений на дислоцированном пермо-триасе (и юре — на западе).

Юго-западная пограничная с Гималаями зона Каракорума сложена интенсивно дислоцированными эффузивно-осадочными толщами, меловые эффузивы которой связаны со «швом Инда». Складчатые процессы каракорумской фазы последовательно смещались в пространстве с востока на запад, и во времени — начиная, видимо, с триаса и затем юры — в Агыл-Локзуне, к концу мела — в Северо-Восточном Каракоруме и к границе мела и палеогена — в Центральной зоне и началу палеогена — в Юго-Западной. Следует подчеркнуть явное отсутствие (по данным Гансера) крупных надвигов и шарьяжей, но наличие крупных сдвигов вдоль разломов северо-западного простирания.

Гранитоиды Каракорума представлены внутри- и межформационными складчатыми пластовыми телами многофазной интрузии, сопровождаются низкотемпературными редкометалльными и оловоносными пегматитами, кварцевыми жилами и грейзенами. Возраст гранитов неясен, но, вероятно, изменяется от поздне триасового, юрского и мелового в Северо-Западной зоне и северной периферии Центральной до палеогенового на юго-западе. Памиро-Нуристанский срединный массив обрамлен складчатыми зонами, закончившими свое развитие в юре, одновременно с внедрением складчатых гранитоидов (Славин, 1969). Однако южнее граниты секут верхнемеловые конгломераты (Гансер, 1967).

**Тянь-Шань.** Формирование позднедокембрийских или раннепалеозойских геосинклинальных прогибов Тянь-Шаня, начавшееся, видимо, одновременно на всей его территории, завершилось в северо-восточной части — каледонской, а в юго-западной — герцинской складчатостью. В пределах палеозойских складчатых зон выделяются ограниченные глубинными разломами массивы ранней стабилизации: Чуйский, Курамино-Ферганский, Нарынский, центральноказахстанские и другие, окруженные более или менее обширными областями с фундаментом каледонской стабилизации.

В области завершенной каледонской складчатости мощные (7—8 км) нижепалеозойские отложения смяты в сжатые линейные складки, образующие «Северные дуги Тянь-Шаня». Доминирующие структурные направления — северо-западные (310—320°) и субширотные. Однако в пределах субширотной полосы выделяются фрагменты северо-восточных (40—60°) структур. По мнению В. А. Грищенко (1964), протяженная Северо-Тяньшаньская зона разлома — одна из крупнейших, залеженных в докембрии. Важное значение северо-восточных разломов южного борта Иссык-Кульской впадины подчеркивают А. Л. Яншин и его соавторы (Яншин и др., 1966).

Герцинская область Тянь-Шаня характеризуется осадконакоплением на протяжении всего палеозоя, но с локальными несогласиями и прерывами в девоне, карбоне и перми при неравномерном развитии отдельных горсто- и грабенообразных структур, разделенных зонами глубинных разломов (Крестников, Нарсеев, 1962; Семенов, 1963; Богданов, 1965).

В кристаллическом докембрии Атабашского, Нарынского хребтов и ряда других районов выделяются: архей, нижний, средний и верхний протерозой (Белькова и др., 1969). Резко неравномерное (в палеозое) погружение блоков докембрийского фундамента показано М. М. Кухтиковым (1964) в смежной с Памиром области Тянь-Шаня, мощность палеозойских отложений которой изменяется от 1,5 км (Гарм-Хаитская зона, не содержащая нижнепалеозойских отложений) до 9—10 км (Зеравшан-Туркестанская зона с непрерывным разрезом). Нижнепалеозойские отложения Юго-Западного Тянь-Шаня и Чаткало-Нарынской области всюду носят субплатформенный характер и, по мнению В. М. Синицына (1963), сопоставимы с формированиями окраин Таримского массива. Средне- и верхнепалеозойские отложения, захватывая большие площади, приобретают черты геосинклинальных формаций. Интенсивные складчатые процессы, сопровождавшиеся гранитоидами, в Чаткало-Нарынской области происходили в девоне и карбоне, а на юго-западе — в карбоне и перми.

В целом толщи палеозоя смяты в линейные складки преимущественно субширотного простирания, но с резкими отклонениями к северу и югу на западе и востоке. Северо-восточные простирания отчетливо проявлены в Курамино-Ферганской области. Фрагменты северо-восточных, а также северо-западных структурных направлений проступают на фоне субширотных при геофизическом зондировании, прослеживаются на границе Мохоровичича и в структурах палеозойских толщ (Беляловский,

1964; Казимиров и др., 1964). В Фергане эти разломы находятся примерно на одной прямой с соответствующими структурами фундамента Таджикского массива и Илийской впадины, пересекая (по геофизическим данным) область субширотных направлений Тянь-Шаня. В фундаменте Курамино-Ферганской области известны северо-западные (310—330°) направления, почти не проявленные в палеозойских толщах, и субмеридиональные (Казимиров и др., 1964). Все разломы фундамента имеют торцовые сочленения (Буртман и др., 1963).

Западный Куэньлунь — узкий прогиб с выступами древнего фундамента, аналогичного таримскому (Синицын, 1957; Крестников, 1959; Резвой, 1964; Казьмин, Фараджев, 1961, и др.). Докембрий разделяется на два комплекса: архейский — кристаллический и протерозойский — относительно слабо дислоцированный и метаморфизованный лишь до зеленосланцевой фации.

Отложения палеозоя залегают на докембрии несогласно, но представляют единый комплекс герцинской складчатости. Нижнепалеозойским отложениям свойственны резкие изменения мощностей фаций вулканогенно-карбонатно-терригенных толщ в смежных зонах. Силур и нижний девон — период интенсивного формирования центрального поднятия Куэньлуна. Середина девона — трансгрессия и накопление мощных геосинклинальных существенно карбонатных осадков, захвативших Кашгарский выступ Таримского массива и резко увеличивших крутизну Яркендской дуги. С конца девона и до конца перми продолжается осадконакопление, но отложениям карбона предшествует перерыв. Пермь соответствует заключительный этап формирования геосинклинали, складчатость, внедрение гранитоидов и начало формирования предгорного прогиба Куэньлуна, в осевой части которого заметно проявилась девонская фаза складчатости.

Общее простираание структур субмеридиональное (340—350°), наряду с которым существуют северо-западные (310—330°), видимо, более древние направления — Тахтакорумский, Упрангский разломы и ряд других, ограничивающих нижнепалеозойские поднятия и прогибы. Вдоль Тяньшань-Куэньлунского разлома имел место правый сдвиг, но Сулутурекский массив смещен к западу вдоль ограничивающей его субширотной зоны (Буртман и др., 1963).

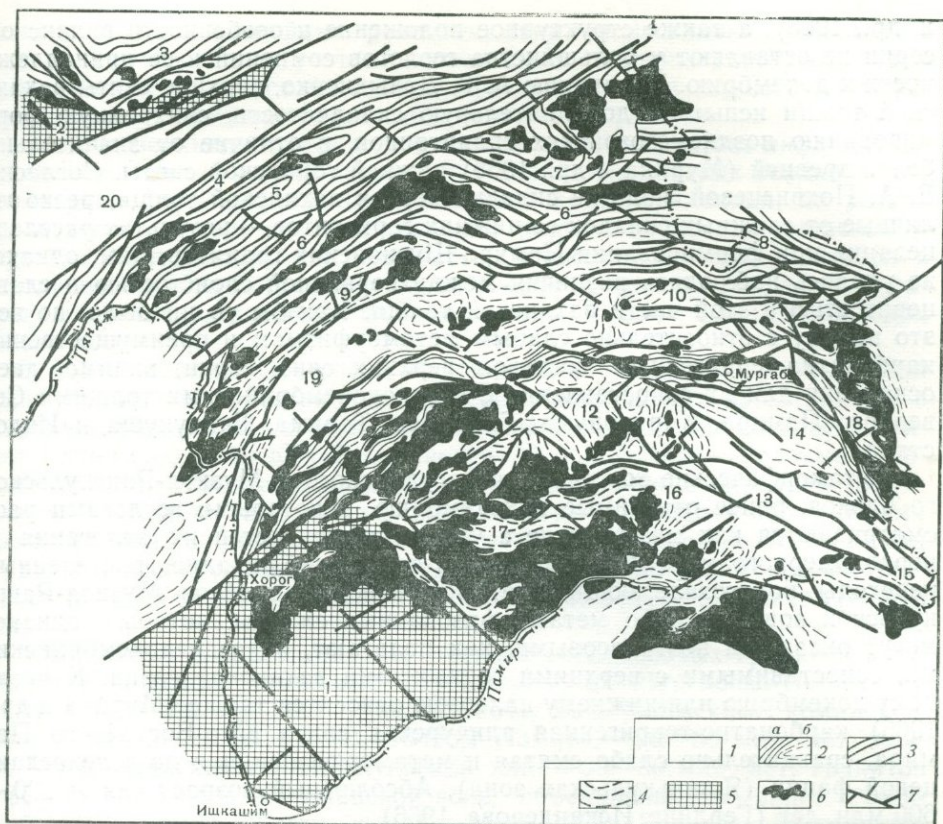
## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАМИРА

Памир подразделяется на палеозойскую область Северного и мезокайнозойскую — Южного Памира (фиг. 8). От Тянь-Шаня Северный Памир отделен зоной кайнозойского прогиба.

**Северный Памир** — узкий и глубокий палеозойский прогиб, подразделяемый Б. П. Бархатовым (1963) на три зоны, ограниченные глубинными разломами: Калаихумб-Сауксайскую, Дарваз-Сарыкольскую и Каракульскую. В основании разреза залегают протерозойские (?) метаморфические сланцы и гнейсы (боршитская свита), дислоцированные в едином плане с палеозойскими толщами. Накопление нижнепалеозойских терригенных осадков с вулканогенами мощностью 2—3 км ограничилось Калаихумб-Сауксайской зоной. Примерно в тех же границах преимущественно карбонатное субплатформенное осадконакопление продолжалось в силуре и девоне, сменившись в нижнем карбоне резко дифференцированными движениями и накоплением 3—7-километровых вулканогенно-осадочных толщ.

В Каракульской зоне нижнекарбоновые отложения, видимо, отсутствуют, а в Дарваз-Сарыкольской их разрез значительно сокращен (Буданов, 1964).

Конец нижнего карбона — складчатость и формирование гранитоидов с абсолютным возрастом 320—370 млн. лет в Калаихумб-Сауксайской



Фиг. 8. Геолого-структурная схема Памира (на основе тектонической схемы Б. П. Бархатова)

1—3.— области складчатости: 1 — кайнозойской, 2 — мезозойско-кайнозойской (а — осевые прогибы, б — остальные), 3 — герцинской; 4 — аличурская свита; 5 — кристаллический докембрий; 6 — гранитоиды; 7 — зоны разломов фундамента

Цифры на схеме. Структурные зоны: 1 — Шугнанская; 2 — Гиссарская; 3 — Южно-Тяньшаньская; 4—5 — Калаихумб-Сауксайская; 6 — Дарваз-Сарыкольская; 7 — Каракульская; 8 — Рангульская; 9 — Ванч-Язгулемская; 10 — Музкол-Рангульская; 11 — Сарезко-Пшартская; 12 — Базардаринская; 13 — Истыкская; 14 — Тахтамышская; 15 — Оксуйская; 16 — Аличур-Гурумдинская; 17 — Яшилкульская; 18 — Южно-Сарыкольская; 19 — Язгулемская; 20 — Алайская

зоне. Середина и конец карбона — общее погружение с накоплением карбонатно-терригенных, а в Каракульской зоне — преимущественно терригенных отложений. В перми интенсивность погружения возросла в Дарваз-Сарыкольской и Каракульской зонах. В последней широко развиты эффузивы диабаз-порфиритовой формации с абсолютным возрастом 230—210 млн. лет (Буданов, 1964). В конце перми — начале триаса — полное замыкание прогиба, складчатость и формирование гранитоидов, особенно интенсивное в Каракульской зоне.

**Южный Памир** разделяется на Юго-Западный, Юго-Восточный и Центральный, в строении которых выделяются два основных яруса: нижний — кристаллические толщи ваханской серии и верхний — слабо метаморфизованные и малоомощные отложения верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, разделенные общими и локальными несогласиями и перерывами.

Абсолютный возраст ваханской серии имеет большой разброс с преобладанием значений 50—10 млн. лет. Однако определения протерозойских спор Б. В. Тимофеевым, отдельные значения абсолютного возраста до 1400, 1630—1015 и  $1650 \pm 30$  млн. лет (Давыдченко, 1964; Мурина

и др., 1965), а также структурное положение и особенности ваханской серии не оставляют у большинства геологов сомнений в ее принадлежности к докембрию. По мнению А. Г. Давыдченко, верхние свиты ваханской толщи испытали дополнительную складчатость, синхронную формированию позднемезозойских гранитоидов, в отличие от значительно более древней (Мурина и др., 1965) нижней горанской свиты. Согласно Е. А. Похвисневой, пологие складки верхов ваханской толщи, резко отличные от сложных складок ее нижних горизонтов, — результат расщепления при формировании Памиро-Шугнанских гранитов. Нам, однако, не удалось наблюдать различия между первичной слоистостью и сланцеватостью в этой части ваханской толщи. Как бы то ни было, но все это наряду с относительно слабым метаморфизмом и преимущественно карбонатно-терригенным составом верхних свит серии, видимо, дает основания для их сопоставления с позднедокембрийскими толщами Северного Памира, Каракорума, Гималаев, Тарима, Гиндукуша и Индостана.

Метаморфические толщи Ванч-Язгулемского и Музкол-Ранкульского блоков, ранее относимые к докембрию, некоторыми геологами рассматриваются как мезозойские с учетом особенностей их залегания и неравномерного метаморфизма. Нами также наблюдались постепенные переходы пологозалегающих метаморфических гнейсов Музкол-Ранкульской зоны в слабо метаморфизованные сланцы, которые, однако, могут оказаться не триасовыми, как полагают, а позднедокембрийскими, сопоставимыми с верхними горизонтами ваханской серии. К позднему докембрию или нижнему палеозою относится также (Мурина и др., 1965) карбонатно-терригенная аличурская свита Юго-Восточного Памира, сравнительно слабо смятая и метаморфизованная до зеленосланцевой фации (Яшилькульская зона). Абсолютный возраст свиты 500—600 млн. лет (Герлинг, Искандерова, 1966).

Отложения несомненно нижнего палеозоя и девона, представленные однообразными мелководными преимущественно терригенно-карбонатными толщами мощностью порядка 3 км, накапливались в пределах Центрального и, вероятно, лишь на периферии Юго-Восточного Памира (Дюфур, 1967; Бархатов, 1963; Дронов, 1964). Примерно в тех же границах или несколько расширившись к югу, осадконакопление продолжалось в нижнем и среднем карбоне.

С конца карбона или с перми начинается общее прогибание при резко дифференцированных блоковых движениях. На Центральном Памире накапливались карбонатно-терригенные толщи с небольшими прослоями эффузивов, согласно перекрывая отложения карбона. Формирование прогиба Центрального Памира, возможно разделенного Ванч-Язгулемским и Музкол-Ранкульским блоками, продолжалось и в триасе. Общая мощность осадков, видимо, не превышала 2—3 км. На Юго-Восточном Памире, по данным М. С. Дюфура, С. В. Руженцева, В. П. Дронова, Г. С. Воскоянца и других геологов, в это время происходило накопление флишоидной песчано-сланцевой толщи с прослоями эффузивов, туфов, конгломератов и карбонатных отложений базардинской свиты (1000—1500 м). Однако с середины нижней перми и в триасе это развитие осложнилось формированием сложного кремнисто-карбонатно-эффузивного осевого прогиба с узким Центральным (Акташским) поднятием, частично совпадающим с современной Истыкской зоной.

На Юго-Западном Памире предположительно пермо-триасовые или триасовые песчано-сланцевые отложения сохранились лишь в останцах кровли Памиро-Шугнанской интрузии. Общность пермо-триасовой истории смежных районов Юго-Западного и Юго-Восточного Памира подчеркивают В. И. Буданов (1964) и А. Г. Давыдченко (1964). Однако территория Юго-Западного Памира в целом, вероятно, отличалась бо-

лее однородным, спокойным режимом, занимая несколько приподнятое положение, особенно с учетом данных В. И. Славина (1969) о полном отсутствии пермских отложений в афганской части единого Памиро-Нуристанского срединного массива.

С конца верхнего триаса или с начала юры возрастает дифференцированность тектонических движений. Накоплению юрских осадков предшествовало формирование гранитоидов и кратковременная, но резкая складчатость, в ходе которой возникло узкое поднятие Рушанской и Мургабско-Пшартской зон. Мощность отложений верхнего палеозоя и мезокайнозоя Юго-Восточного Памира едва ли достигает 5 км, а в области поднятий сокращается до 3 км и менее (Дронов, 1964; Пейве и др., 1964, и др.).

В посленижнемеловое время на территории Памира формируются преимущественно палеогеновые молассы и эффузивы с известняками в основании разреза. Их общая мощность на Центральном Памире достигает 1000—2000, а на Юго-Восточном — 1000 м. Юрские, меловые и палеогеновые орогенические процессы сопровождались внедрением гранитоидных, а в области Сарыкольского хребта — щелочных пород. Время формирования гранитоидов, разделенных В. И. Будановым, А. М. Месхи и другими исследователями на ряд комплексов, по-видимому, соответствует интервалу конец триаса — начало палеогена с максимумом в мелу.

Абсолютный возраст наиболее древних соскладчатых гранитов джизевско-хиджикского комплекса (Рушанская и Мургабско-Пшартская зоны) — 160—100 млн. лет (Месхи, 1964); башгумбезского комплекса, распространенного на Юго-Восточном Памире, — 90—80 млн. лет; аличурского комплекса в Яшилькульской зоне — 95—80 млн. лет; гранитов хуфского комплекса в Рушанской зоне, объединявшихся ранее с башгумбезскими, — 68—32 млн. лет (Буданов, 1964; Беляева, Шостацкий, 1969); памиро-шугнанского комплекса — 32—35 млн. лет; Ванч-Язгулского массива — 46—31 млн. лет (Халилов, 1968).

Главные структурные направления Памира имеют северо-восточную (40—50°), северо-западную (310—320°), субширотную и субмеридиональную (10—20 и 340—350°) ориентировку. Направления 40—50 и 10—20° преобладают в западной, 310—320 и 340—350° — в восточной, субширотные — в восточной и особенно центральной частях территории. Сочетания этих главных направлений определяют структуру «памирских дуг» при торцовом характере сочленения крутопадающих разломов фундамента (Буртман и др., 1963; Архипов, Швольман, 1964; Резвой, 1964; Пейве и др., 1964). Полоса сопряжения различно ориентированных структур в целом субмеридиональная; в деталях она представляет ломаную линию, разделяя всю территорию на два сектора, которые можно назвать Гиндукушским и Каракорумским. Районы, входящие в «полосу сопряжения», отличаются резко непостоянными простираниями структур (Серезско-Пшартская, Базардаринская зоны и др.). Субмеридиональные направления свойственны Гиндукушскому (10—20°) и Каракорумскому (340—350°) секторам; северо-западные и северо-восточные (субортогональная система) имеют «сквозное» развитие, различаясь лишь четкостью и фрагментарностью проявления в обоих секторах.

Большинство круто падающих северо-западных и субмеридиональных разломов Каракорумского сектора имели правосдвиговые смещения. К северо-западу плоскости многих разломов выполаживаются, сопровождаясь трансформацией сдвигов в надвиги, отклонением их простираний к западу и переходом в субширотную систему разломов со сравнительно пологим падением плоскости сместителя (Руженцев, 1968). Наиболее значительные субширотные и субмеридиональные разрывы сопрягаются в плоскости разломов субортогональной системы и в районах из взаимопересечений (в основном за пределами Памира), образуя

в целом веерообразные виргации, раскрытые к северо-западу — в Кара-корумском и к северо-востоку — в Гиндукушском секторах.

В пределах Южного Памира по существу отсутствуют типично геосинклинальные формации. В выполнении мезозойских прогибов весьма ограниченная роль принадлежит вулканогенам, сконцентрированным главным образом в пределах Рушанской и Мургабско-Пшартской зон. Крайне мала роль интрузивных пород основного состава при исключительно широком развитии кислых и щелочных гранитов.

Общей особенностью гранитоидов Южного Памира является их формирование в условиях резкой и кратковременной активизации глыбовой области с относительно слабонарушенным кристаллическим фундаментом, перекрытым маломощными субплатформенными пластичными толщами. Наше краткое описание наиболее типичных гранитоидов различных структурных зон Южного Памира основывается на собственных наблюдениях и на опубликованных данных В. Н. Буданова, А. М. Месхи, Б. П. Бархатова, М. С. Дюфура, В. А. Масленникова, Е. А. Похвисневой, Б. Н. Хоревой, Л. Н. Афиногеновой и др.

В пределах Рушанской и Мургабско-Пшартской зон гранитоиды джизевско-хиджисского комплекса слагают резко вытянутые соскладчатые массивы с широкими ореолами послонных инъекций и мигматитов. В их составе преобладают гранодиориты, тоналиты, плагнограниты, олигоклазовые и кварцевые диориты, граниты и граносиениты, относимые к главной фазе и связанные между собой преимущественно фациальными переходами. Характерны полосчатые текстуры — чередования мелано- и лейкократовых полос, кварцево-слюдистых, а также существенно плагноклазовых (№ 15—20) и микроклиновых часто с крупнозернистым пегматитовым сложением. Характерные акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, монацит, ортит, рутил, гранат. Граниты второй фазы слагают фациальные или секущие тела, чаще — обособленные массивы, менее разгнейсованные или массивные со сравнительно слабыми экзоконтактными ореолами и более пестрым фациальным составом (биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, лейкократовые граниты и граносиениты с различными соотношениями кислого плагноклаза, микроклина, кварца и слюд, обогащенные местами апатитом и турмалином). Характерны постмагматические процессы, особенно грейзенизация с оловянной и вольфрамовой минерализацией. Жильные производные: дайки долеритов, диоритов, диорит-порфири, кварцевые жилы, альбититы и микроклиниты — на востоке и среднетемпературные плагноклаз-микроклиновые и микроклиновые со слюдами и турмалином пегматиты, аплиты и гранит-порфиры — на западе.

Дункельдыкский массив приурочен к ядру антиклинали на продолжении переходящей в тектонический шов Мургабско-Пшартской зоны. Массив согласный; разгнейсованность слабая; экзоконтактные изменения невелики. Массив сложен мелко-, средне- и грубозернистыми порфировидными микроклин-биотитовыми и двуслюдяными гранитами, с которыми связаны жильные аплиты и низкотемпературные пегматиты, обогащенные слюдами, нередко с миаролитовыми пустотами, выполненными флюоритом, кристаллами кварца и других минералов.

По данным Л. Н. Афиногеновой (1968), в металлогеническом отношении Рушанская и Мургабско-Пшартская зоны характеризуются «совмещенной олово-редкометальной и вольфрам-молибден-железородной минерализацией» (пегматиты, грейзены и контактово-метасоматические проявления) и, видимо, наложенной на нее (в связи с «хуфскими» гранитоидами) «совмещенной аксинит-данбуритовой и олово-полиметаллической».

В Шишликульской зоне сосредоточена большая часть гранитоидов Южного Памира, занимающих не менее 70% площади на уровне эрозионного среза. На юге зоны распространены граниты, относимые к па-

миро-шугнанскому комплексу, на севере — граниты, сопоставляемые с хуфскими или башгумбезскими (Рушанский массив с абсолютным возрастом 68 млн. лет; Беляева, Шостацкий, 1969). И те и другие приурочены к относительно приподнятым крупным блокам. Остальная часть зоны сложена гранитоидами аличурского комплекса, расположенными в относительно прогноутой и раздробленной полосе вдоль Гунт-Аличурских разломов. Массивы этого комплекса — складчатые преимущественно пологие или субгоризонтальные пластовые, часто многоярусные, с довольно широкими ореолами послонных инъекций и мигматитов, фельдшпатизацией и ороговикованием терригенных пород и интенсивным скарнированием известняков. В составе интрузии В. И. Буданов и А. М. Месхи выделяют четыре фазы. Первая — биотит-амфиболовые диориты, кварцевые диориты и гранодиориты; вторая (главная) — среднезернистые иногда порфировидные биотитовые граниты, биотитовые и биотит-амфиболовые гранодиориты, граносиениты, тоналиты и адамеллиты. Среди многочисленных разновидностей второй фазы выделяются небольшие тела или обособления мелкозернистых резко порфировидных гранитов и граносиенитов и лейкократовые разности с содержанием микроклина до 20% и более. Третья фаза — крупнозернистые тоналиты, гранодиориты, плагиограниты; четвертая — мелкозернистые, иногда аплитовидные, реже слабопорфировидные двуслюдяные лейкократовые граниты и граносиениты. Граниты третьей и четвертой фаз встречаются эпизодически, причем четвертая фаза нередко образует самостоятельные пластовые тела, содержащие в повышенных количествах акцессорные: монацит, ильменит, гранат, турмалин, апатит, сфен, циркон, реже касситерит, молибденит, шеелит, галенит, флюорит, еще реже — колумбит. Характерными акцессорными минералами первой и второй фаз являются: циркон, сфен, апатит, ортит, ильменит, а также ксенотим и монацит — во второй фазе (Афиногенова, 1968).

Жильные производные гранитов — многочисленные дайки, подразделяемые на две группы (дайки первого и второго этапа). Первая, четко связанная с гранитами группа: порфировидные лейкократовые плагиограниты, гранодиориты и мелкозернистые двуслюдяные микроклиновые аляскиты, нередко обогащенные турмалином и содержащие ниобий, литий, олово. Дайки второй группы: диорит-, гранодиорит- и гранитпорфиры, лампрофиры, диабазы и габбро-диабазы, слагающие крупные протяженные тела или серии сближенных тел, вытянутых вдоль Гунт-Аличурской зоны разломов. Дайки сопровождаются зонами гранат-пироксеновых скарнов с данбурином и аксенитом, ореолами фельдшпатизации вмещающих пород и, кроме того, прожилковой силикатно-касситерит-сульфидной рудной формацией с золотом и вольфрамитом (Афиногенова, 1968).

В Шугнанской зоне гранитоиды слагают крупнейший Памиро-Шугнанский массив — субгоризонтально залегающее межформационное пластовое тело. Экзоконтактные ореолы в кровле массива не превышают первых метров, выражаясь в незначительном ороговикование, альбитизации, турмалинизации и ослоденении сланцев. Сланцы огибают апикальные выступы массива, несомненно испытывая пластические деформации под интрузивным воздействием этих выступов.

В составе массива В. И. Буданов и А. М. Месхи выделяют три фазы (отсутствуют четкие интрузивные контакты между ними): 1) ограниченно развитые мелкозернистые граниты и гнейсограниты; 2) преобладающие двуслюдяные, реже биотитовые граниты; 3) мусковитовые и лейкократовые граниты. В целом граниты характеризуются значительной фациальной изменчивостью за счет различных соотношений микроклина, плагиоклаза, кварца, темноцветных минералов и слюд. Среди акцессорных присутствуют: циркон, апатит, монацит, сфен, ортит, уранинит, шеелит, гранат, турмалин, серицит, хлорит. Структура гранитов — от крупно-

до мелкозернистой и аплитовидной. Широко распространены вытянутые согласно кровле фациальные пегматитовые кварц-микроклиновые обособления, обогащенные слюдами, реже турмалином. Характерны полосчатые текстуры. Производные гранитов: средне- и низкотемпературные пегматиты, в том числе редкометалльные, а также довольно многочисленные существенно кварцевые, кварц-турмалиновые и кварц-мусковитовые жилы и прожилки.

На Юго-Восточном Памире довольно редкие выходы гранитов, относимых к башгумбезкому, реже памиро-шугнанскому комплексу, тяготеют к перегибам простираций складок в участках пересечения разломов фундамента, локализуясь преимущественно в брахиантиклинальных структурах; обладают более или менее изометричной штокообразной формой и куполовидной кровлей с секущими и субсогласными контактами.

Уртабузский и Башгумбезский массивы — межформационные, сопровождаются довольно интенсивными ореолами окварцевания, ослюденения, эпидотизации и хлоритизации сланцев и песчаников и скарнированием карбонатных пород. Краевые части массивов, содержащие большое количество ксенолитов кровли, сложены гранодиоритами, биотитовыми и биотит-амфиболовыми нередко полосчатыми гранитами, а основной объем — фациально изменчивыми крупнозернистыми и порфиroidными двуслюдяными, реже биотитовыми и мусковитовыми. Выделяются существенно плагиоклазовые и микроклиновые разности гранитов. Характерные акцессорные минералы: апатит, турмалин, гранат, ильменит, реже сподумен (Беляева, Шостацкий, 1969). С массивами связаны многочисленные дайки и жилы кислых гранитов, гранит-порфиоров, керсантитов, аплитов, а также кварцевые жилы и мусковит-турмалиновые грейзены с бедной оловянной и бериллиевой минерализацией. В ограниченном количестве отмечаются низкотемпературные фациальные пегматиты и полевошпат-кварцевые жилы, локализованные в эндо- и непосредственно экзоконтактных зонах. В южной части Уртабузского массива серии тесно сближенных кварцевых жил внедрены во вмещающие породы на 2—1,5 км.

В западной части Элису-Базардаринского массива обнажаются разгнейсованные гранодиориты, относимые к аличурскому комплексу. В восточной части отдельные апофизы массива сложены аплитовидными лейкократовыми разностями, а его основная часть — гранитами башгумбезского комплекса. В составе последних выделяются крупнозернистые слабопорфиroidные двуслюдяные граниты главной фазы; субфазы разнозернистых мусковитовых и протолитионитовых гранитов с акцессорными: касситеритом, вольфрамитом, колумбитом, топазом; дополнительные (жильные) фазы мелкозернистых протолитионитовых и мусковитовых гранитов, а также фации «альбититов» и «микроклинитов» (Акелин и др., 1971). Жильные тела дополнительной фазы распространены ограниченно, слагая в пределах массива дайко-, реже штокообразные тела, краевые части которых обладают полосчатым сложением при различных соотношениях кварца, плагиоклаза и микроклина. В осевых частях наиболее крупных тел наблюдаются кварц-полевошпатовые фациальные пегматиты, обогащенные топазом, с единичными кристаллами берилла. Некоторые жильные тела представлены гранит-пегматитами. При этом отдельные фациальные «полосы» пегматитов переходят по простирацию в секущие жилы, выходящие за пределы гранит-пегматитовых тел и секущие, так же как и жильные граниты, все разновидности пород, кроме мусковитовых гранитов, имея с последними нередко фациальные взаимопереходы.

В целом для гранитов Элису-Базардаринского массива характерны интенсивные постмагматические изменения. С гранитами дискордантной элисуйской части массива связаны олово- и вольфрамоносные грейзены

и кварцево-жильно-грейзеновые образования, кварцевые жилы часто с пустотами, выполненными кристаллами хрустала, флюорита и железистых карбонатов; кварц-флюоритовые, кварц-карбонатные и карбонатные жилы и прожилки с сульфидными минералами, изредка полевошпат-кварцевые жилы, переходящие по простиранию в существенно кварцевые.

В пределах Юго-Восточного Памира в связи с выступами крупнозернистых мусковитовых гранитов, прорывающих известняки, известны бороносные скарны с данбуритом, датолитом и аксинитом, а также пегматиты, резко обогащенные альбитом и слюдами и сопровождающиеся многочисленными существенно кварц-альбитовыми, слюдисто-кварцевыми и кварцевыми жилами и прожилками.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Южнее Памира докембрий имеет по крайней мере двухъярусное строение. Причем позднедокембрийский платформенный ярус залегает в основном согласно с отложениями неогей даже при значительных перерывах. Вовлекаясь в прогибы, эти толщи впервые претерпевали складчатость и метаморфизм в самое разное время. Достаточно вероятными аналогами позднепротерозойских отложений на Северном Памире является висхарвская свита, на Южном — аличурская и, видимо, верхние горизонты ваханской серии. Очевидно, в конце верхнего протерозоя к югу от широты  $40^\circ$  существовал довольно однообразный режим платформ со слабо расчлененным кристаллическим фундаментом. Ближайшие к Памиру области верхнепротерозойской активизации: Араваллийский пояс, Алтынтаг и, возможно, некоторые области Ирана, Туранской плиты и Казахстана.

Новая активизация режима, видимо частично унаследованная с докембрия, началась в основном с ордовика и силура, обусловив широкое расчленение докембрийского кристаллического фундамента Северного Тянь-Шаня, в целом нарастающее к северу, и формирование преимущественно узких трогообразных прогибов южнее широты  $40^\circ$ . Южный Памир остался в пределах северной окраины платформенной области. Если это так, то дальнейшая история Памира и прилегающих к нему территорий связана с последовательной реактивизацией древней платформы.

Как и в Сибири, преобладающие структурные направления довольно четко разделяются на три основные группы: 1) субортогональная система северо-восточных ( $40-50^\circ$ ) и северо-западных ( $310-320^\circ$ ) направлений; 2) субширотная и 3) субмеридиональная ( $0-20$  и  $340-350^\circ$ ). «Сквозные» разломы субортогональной системы доминируют в современных платформенных областях и срединных массивах, субширотные и субмеридиональные — на остальной территории. Из предполагаемых «сквозных» линеаментов важно подчеркнуть существование двух широких, по-видимому, генеральных линейных зон, в области пересечения которых расположен Памир: 1) «гиндукушские» направления, прослеживающиеся из бассейна Гильменда к северо-востоку в соответствующих структурных линиях Памира и далее на стыке Сулутурекского блока и Центрального поднятия Куэньлуна, затем вдоль северо-западной периферии Таримского массива и далее в Казахстане и поперечных структурах Алтая на сопряжение со структурами Саяно-Тувинского прогиба; 2) сложная полоса северо-западных структур Гималаев, на продолжении которой находятся северо-западные структуры Северного, Южного Тянь-Шаня и Приамударьинской зоны.

В смещениях вдоль преимущественно северо-западных разломов субортогональной системы характерна сдвиговая компонента, наиболее ошутимо проявленная в «каракорумской» полосе и на ее северо-запад-

ном (таласском) продолжении. Субмеридиональные разломы прямолинейны (следовательно, крутопадающие); субширотные отличаются плавными изгибами простираций, трансформируясь к северу в надвиги. Сопрягаясь в районах взаимопересечений разломов субортогональной системы, субширотные и субмеридиональные нарушения образуют структурные узлы — веерообразные виргации, раскрытые под углами порядка  $60^\circ$  в направлении северных и западных румбов. Осевыми линиями виргаций служат крупные разрывы с отчетливой сдвиговой компонентой. Наиболее значительные субширотные нарушения («дуги») заключены между эпицентрами крупнейших структурных узлов. Мы полагаем, что сложившийся в несколько этапов структурный план региона имеет взаимосвязь своих основных элементов, в принципе сходную с рассмотренными ранее в оформлении Сибирской платформы.

В нижнем палеозое формирование прогибов происходило в осевых зонах Северного Тянь-Шаня, Куэньлуня, Северного Памира и других областей, где нижнепалеозойские отложения, несмотря на значительные мощности, представлены субплатформенными формациями. Южный же Памир находился в вершине северного выступа платформы. Каледонская складчатость проявилась лишь в Северном Тянь-Шане, Алтынтаге и северной части Туранской плиты.

В карбоне и перми в не завершивших своего развития субплатформенных прогибах интенсифицируется осадконакопление, захватывая новые территории и приобретая черты геосинклинального развития. Замыкание прогибов и завершающие складчатые процессы герцинид в основном соотносятся в середине перми, несколько запаздывая в относительно приподнятых блоках Гиндукуша, Парапамиза, Нуратау, в Дарваз-Сарыкольской и особенно Каракульской зонах. На этом завершается начавшееся в позднем докембрии развитие осевых областей реактивизации древней платформы. Однако завершению предшествует: опускание кашгарской области Тарима и четкое проявление субмеридиональных структур Куэньлуня, обособление Сулутурекского массива и кратковременная активизация ранее стабильной Таджикской плиты и Чаткало-Кураминской области; проявление субмеридиональных структурных направлений Северного Памира и Бадахшана и, вероятно, заложение и частичная активизация большинства других субширотных и субмеридиональных разломов региона. Причем после заложения субмеридиональных структур Яркендского узла последующая разрядка тектонических напряжений происходила главным образом вдоль этих линий, а осевые линии сдвигов к северо-западу от эпицентра узла в значительной мере выключились из активной жизни, т. е. Южный Памир, видимо, не испытал резкой активизации в это время, сохраняя значение частично активизированного выступа платформы.

Послесреднепалеозойская геологическая история приобретает ряд новых особенностей. Если ранее области максимальной тектонической активности располагались на северо-востоке и распространялись к юго-западу, последовательно запаздывая во времени и снижаясь по интенсивности, то теперь они возникают к юго-востоку от Памира, в киммерийском поясе Юго-Восточной Азии. В позднем мезозое и кайнозое на Памир надвигается волна тектонической активности альпийского цикла, получая максимальное развитие в межблоковых зонах Ирано-Афганской области, а затем в гималайско-пакистанском обрамлении Индийской платформы. Интересно в общих чертах проследить последовательность событий на территории к югу от областей завершенной герцинской складчатости.

Пермь и триас. Интенсивное осадконакопление с широким участием вулканогенов осуществлялось только в узких прогибах Каракорума и Агыл-Локзуна, расположенных на структурном продолжении киммерид Юго-Восточной Азии, и далее в последовательно связанных

друг с другом прогибах Южного Памира, Гиндукуша, Парапамиза и Банди-Туркестана. На остальной территории продолжалось накопление маломощных платформенных амагматических осадков. Непосредственно для южного обрамления «осевого мезозойского прогиба» был характерен режим глыбовых подвижек, приведший к формированию мезозойских срединных массивов Каракорума, Памира, Нуристана, Гиндукуша и Парапамиза.

Конец триаса — начало юры — кратковременная складчатость и формирование гранитоидов мезозойского осевого прогиба и, вероятно, возникновение новых оперяющих разломов в системе прежних узлов. В это время, видимо, оформилась «дуга» субширотных разломов южнее Памира, связавшая эпицентры Яркендского и Кабульского узлов, а также Гунт-Аличурско-Истыкская «дуга», определившая различия Яшил-кульской и Шугнанской зон.

Юра. Сжатые в линейные складки инъецированные гранитами и выведенные на поверхность юрского бассейна зоны осевых прогибов включаются из последующего осадконакопления. Частично или полностью оно прекращается, а в пределах мезозойских срединных массивов несколько интенсифицируется в обрамлении поднятий. В конце юры и начале мела — новая активизация и внедрение гранитоидов в обрамлении и краевых частях срединных массивов и в межблоковых зонах.

В течение мела, видимо, сохраняется тенденция воздымания срединных массивов при общем снижении интенсивности осадконакопления в смежных зонах, но возрастает активизация южных платформенных областей (особенно в конце мела) в связи с заложением флишевого прогиба Инда, Инд-Белуджистанского и прогибов, разделивших Иранский и Афганский кайнозойские срединные массивы и их отдельные блоки; затем активизация возрастает в гималайско-пакистанском обрамлении Индийской платформы и в пределах альпийских областей Ирана и Афганистана. Одновременно в конце мела и начале палеогена происходят завершающие складчатые процессы и внедрение гранитоидов внутренних областей мезозойских блоковых поднятий и срединных массивов.

Последовательность складчатых процессов и формирования гранитоидов, растянувшуюся от конца триаса до начала палеогена, очевидно, можно рассматривать как многоэтапное «скользящее» развитие процесса от первоначально наиболее активных осевых прогибов ко все более стабильным участкам их обрамления. Весь процесс складчатости и формирования гранитоидов Южного Памира растянут в интервале конец триаса — начало палеогена и, видимо, может быть разбит во времени и пространстве (с учетом данных по сопредельным территориям) на три основные стадии: замыкание осевого мезозойского прогиба в конце триаса — начале юры и формирование гранитов джизевско-хиджинского комплекса; складчатость и формирование гранитов аличурского и несколько позже — башгумбезского комплексов Юго-Восточного Памира в связи с позднеюрскими и меловыми тектоническими движениями и наконец активизация относительно стабильных блоков (глыб) или срединных массивов (прежде всего Шугнанской зоны) и формирование памиро-шугнанских, а также ванч-язгулемских гранитов в мелу — начале палеогена.

#### ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

В целом рассмотренный регион в последокембрийское время характеризуется последовательной активизацией древнего кристаллического фундамента кратона. Каледонский цикл связан с его наиболее широким расчленением (частично унаследованным с протерозоя). В основании эвгеосинклинальных прогибов признаки архейского кристаллического фундамента отсутствуют; магматизм отличается широким развитием

ранних основных и средних вулканогенов; гранитоиды (среднего состава) преимущественно непродуктивны. В герцинском цикле, с одной стороны, активизировалось развитие нижнепалеозойских миегеосинклинальных или субплатформенных прогибов с их сравнительно слабо расчлененным кристаллическим фундаментом, с другой — вовлекались в активное развитие глыбовые поднятия каледонских областей. Магматизм характеризовался наряду с ранними эффузивами различного состава широким развитием нормальных и кислых гранитов, в том числе продуктивных, преимущественно наиболее поздних и тяготеющих к относительным поднятиям каждой структурной области. Производными гранитов являются средне- и низкотемпературные пегматиты, а также грейзеновые, кварцево-жильные и пневматолит-гидротермальные месторождения. С киммерийским циклом связана резкая активизация внутриконтинентальных областей в условиях преимущественно субплатформенного режима развития прогибов. Магматизм отличается резко доминирующей ролью кислых, ультракислых и щелочных гранитов при минимальном развитии догранитоидных изверженных пород. Продуктивные производные гранитов: грейзеновые, различные пневматолит-гидротермальные, редкометаллогранитные проявления, реже низкотемпературные пегматиты. Альпийский цикл наиболее ярко проявился в формировании глубоких прогибов, частично унаследованных с мезозоя, в мощных блоковых движениях коры и в резко доминирующем преимущественно эффузивном магматизме основного состава.

На Южном Памире развитие гранитоидов последовательно смещается от осевого прогиба во все более стабильные районы его обрамления. Весь процесс ограничен интервалом порядка 100—150 млн. лет. Но и время общей реактивизации южнопамирского края древней платформы составляет примерно 200—250 млн. лет.

Состав гранитоидов Памира исключительно разнообразен (преобладают кислые и щелочные разновидности); гранитоиды обогащены «летучими». Их производные: жильные граниты и гранит-пегматиты, низкотемпературные кварц-полевошпатовые, шлировые и камерные пегматиты, редкометалльные граниты, грейзены и разнообразные пневматолит-гидротермальные проявления. Пегматитовые поля тяготеют к линейным зонам на периферии осевого прогиба, концентрируясь в участках пересечения продольных и поперечных разломов фундамента; производные с сульфидной минерализацией — к относительным прогибам в блоковых областях сравнительно ранней и резкой активизации в связи с многофазными гранитоидами, в которых преобладают средние по составу разновидности, нередко сопровождающиеся «малыми» диорит-гранодиоритовыми интрузиями и (или) многочисленными дайками второго этапа, с которыми совпадают минерализованные зоны.

Пегматиты связаны преимущественно с двуслюдяными гранитами. Когда в составе массивов присутствуют фазы и фации мусковитовых гранитов (особенно резко обогащенных альбитом) или когда массивы сопровождаются жильными гранитами и гранит-пегматитами, то в составе пегматитовых серий получают широкое развитие кварц-альбитовые, полевошпат-кварцевые и существенно кварцевые, обогащенные минералами грейзеновой ассоциации.

Редкометалльные граниты слагают апикальные части изометричных по форме массивов при отсутствии или ограниченном развитии жильных производных (особенно за пределами массива). Граниты преимущественно крупнокристаллические, порфирированные, со значительными вариациями составов кислых и щелочных фациальных разновидностей, среди которых значительная роль принадлежит мусковитовым и мусковит-альбитовым. Характерны резкие структурные различия фаций гранитов, наличие полосчатых текстур, пегматитовых обособлений, широкое развитие постмагматических процессов. Когда же подобные массивы

вы сопровождаются жильными гранитами или гранит-пегматитами, широкими экзоконтактными ореолами, отчетливо «фазовыми» взаимоотношениями разновидностей — формируются эндо- и экзоконтактные метасоматиты, разнообразные грейзеновые и кварцево-жильно-грейзеновые проявления.

Если геологические ситуации формирования гранитоидов Памира расположить в последовательности, учитывающей те же характеризующие параметры, что и в ранее рассмотренных регионах, обратив при этом особое внимание на характер осевого прогиба вблизи той или иной зоны, то эта последовательность будет следующей: Рушанская, затем Мургабско-Пшартская зона и ее дункельдыкское продолжение → обрамление осевого мезозойского прогиба в пределах Шугнанской зоны → тоже на Юго-Восточном Памире → внутренние области блоковых поднятий Юго-Западного, а затем — Юго-Восточного Памира.

## СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Здесь известен ряд крупных пегматитовых провинций, связанных с различными тектоно-магматическими циклами, от архейских до мезозойских. Крупнейшими морфоструктурными элементами континента являются: Канадский щит, область Внутренних низменностей, обрамляющие платформу складчатые системы Аппалачей и Кордильер и область их схождения на юге (фиг. 9). Краткие геологические характеристики этих областей базируются на сводных работах А. Ирдли (1954) и Ф. Кинга (1961, 1972), дополненных данными других исследователей.

### КАНАДСКИЙ ЩИТ

Согласно М. Е. Уилсону (1968), в формировании Канадского щита выделяется ряд стадий. Наиболее ранняя («нуклеарная») связана с повсеместным формированием гранито-гнейсовых куполов примерно 3 млрд. лет назад. Затем протоплатформа была расчленена широкими впадинами. Наступил длительный период эрозии поднятий, разделявших впадины, и накопления в последних вулканогенно-осадочных толщ. Складчатость, метаморфизм и формирование гранитоидов альгоманского цикла (кеноранская складчатость) в интервале 2650—2500 млн. лет вновь привели к консолидации значительной части территории. Но другая ее часть продолжала активное развитие вплоть до заключительных этапов гудзонской орогении в интервале 1850—1650 млн. лет. Наконец 1300—1500 млн. лет назад резкое расчленение испытала восточная (грэнвиллская) область при неравномерной активизации значительной части территории щита (эльсонские события, по Ф. Кингу). Его окончательная стабилизация связана с грэнвиллской орогенией (1100—800 млн. лет).

Области, различающиеся по времени основной стабилизации, разделены линейными границами преимущественно северо-восточного (40—50°) и северо-западного (310—320°) простираний, соответствующими зонам глубинных разломов (фиг. 9). С запада на восток выделяются провинции: Большого Медвежьего озера (1800)<sup>1</sup>, Йеллоунайф (2600), Чёрчилл (1800), Сьюпериор (2600), Грэнвилл (1000). Провинция Сьюпериор (Озера Верхнего) подразделяется на Северо-Западную и Тимискамингскую. Последняя — широкая впадина, сохранявшая относительную стабильность в альгоманское время. Выделяются также Южная и Северная провинции. Первая — с протоплатформенным фундаментом,

<sup>1</sup> В скобках дается среднее время окончательной стабилизации фундамента (в млн. лет).

переработанным гудзонской орогенцией, вытянута в северо-западном направлении вдоль озера Верхнего; вторая — отделена от Сьюперии узкой зоной гудзонской складчатости того же северо-западного простирания, характеризуясь сравнительно слабо нарушенным фундаментом (Кинг, 1972). Примечательны обширные области, вытянутые в северо-восточном или северо-западном направлении с относительно слабо дислоцированными и метаморфизованными предальгомскими толщами в провинциях Йеллоунайф, Лабрадор, Северо-Западная, Тимискаминг, и догудзонских отложений в провинциях Чёрчилл и Большого Медвежьего озера.

Редкометалльные пегматиты, являющиеся доминирующими производными гранитоидов Канады, сосредоточены главным образом в провинциях Йеллоунайф и Сьюперии, т. е. в пределах блоков древнейшего фундамента, окруженных полями более поздней консолидации. Наиболее интересна провинция Сьюперии, ограниченная с запада провинцией Чёрчилл. В последней все отложения старше 2600 млн. лет интенсивно смяты и метаморфизованы в период альгоманской орогенции и объединены в единый комплекс кристаллического основания, перекрытый терригенной толщей Тайзин.

Кристаллический фундамент провинции Сьюперии, испытавший длительную эрозию после формирования гнейсо-гранитов протоплатформы, к концу архея был перекрыт вулканогенно-осадочной толщей Найф и ее аналогами (Райс, Сейн, Тимискаминг и др.), формировавшимися в субплатформенных условиях жесткой плиты, разбитой трогообразными впадинами. Мощность отложений не превышала 4 км.

В период формирования гранито-гнейсов основания провинции Чёрчилл, перекрывавшие фундамент толщ провинции Сьюперии, испытали лишь неравномерный зеленокаменный метаморфизм в связи с формированием альгоманских гранитоидов. Затем в провинции установился в основном платформенный режим, при котором в отдельных впадинах происходило накопление карбонатно-терригенных (с вулканогенами в верхах) отложений Гурона, сопоставимых по времени накопления (2300—1800 млн. лет) с тайзинской толщей провинции Чёрчилл. Гуронские отложения, низы которых отсутствуют в Северо-Западной провинции, в основном сохранили субгоризонтальное залегание и испытали слабый метаморфизм преимущественно в узких надразломных зонах в связи с эльсонскими событиями, гудзонской и гренадской орогенциями (Stockwell, 1957; Кинг, 1972). Выше залегают позднепротерозойские вулканогенно-осадочные отложения Кьюиноу и Мистассини, сопоставимые по времени накопления карбонатно-терригенным толщам впадины Гренвилл.

Альгоманские гранитоиды провинции Сьюперии представлены мезозональными (по А. Баддингтону, 1963) массивами: от складчатых (в относительных прогибах) с широкими ореолами мигматитов до субсогласных и дискордантных (в относительных поднятиях) со слабыми экзоконтактными ореолами. Последние в основном массивны; структура их варьирует от тонко- до крупнозернистой, часто порфировидной, реже гранофировой. Отмечаются субэффузивные фации. Состав изменяется от диоритов, тоналитов до двуслюдяных, мусковитовых и мусковит-альбитовых гранитов, реже сиенитов. Между всеми разновидностями отмечаются фациальные взаимопереходы. Для гранитоидов характерны обогащенность Na, P, OH, CO<sub>2</sub>, S; значительные вариации в содержаниях Ca, Mg, Fe при общем обеднении этими элементами в направлении к поздним кислым и щелочным разновидностям и существование среди последних пород, обогащенных или калием или натрием. Граниты сопровождаются многочисленными апофизами, жильными гранитами, аплитами и пегматитами.

Поля низкотемпературных пегматитов известны вдоль всего южного

края провинции. Но большая их часть сосредоточена в Северо-Западной субпровинции — в широкой полосе поперечных северо-восточных структур, на продолжении которых находится Трансконтинентальный свод Северо-Американской платформы.

Основная масса пегматитов, в том числе группа полей Кэт-Виннипег, включающих уникальные месторождения, относится к натро-литиевым с большим количеством слюд и других минералов позднепегматитовых и грейзеновых ассоциаций. В составе полей широко развиты полевошпат-кварцевые, слюдисто-кварцевые и кварцевые жилы с касситеритом, бериллом, иногда с вольфрамитом и молибденитом. Кроме того, с альгоманскими гранитоидами юго-востока провинции Сьюперior связаны самостоятельные месторождения полевошпат-кварцевых и существенно кварцевых жил с олововольфрамовой минерализацией, крупные золоторудные месторождения Онтарио; в соседней же провинции Чёрчилл — полиметаллические месторождения.

#### ОБЛАСТЬ ВНУТРЕННИХ НИЗМЕННОСТЕЙ

Согласно Г. Кэстилу, выделенные на Канадском щите разновозрастные провинции прослеживаются на юго-запад — во Внутренние Низменности, протоплатформенный фундамент которых испытал более значительное расчленение и активизацию в кеноранское время (при доминанте северо-западных направлений) и в связи с эльсонскими событиями (Кинг, 1972). Кристаллический фундамент Низменностей перекрыт маломощным платформенным чехлом, включающим весь нижний и средний палеозой. В отдельных областях в их основании залегают верхнепротерозойские отложения, локализованные в изометричных и трогообразных впадинах. Пологое залегание чехла осложнено крупными сводовыми поднятиями и прогибами («бассейнами»). Наиболее важным структурным элементом этого плана является Трансконтинентальный свод, прослеживающийся в северо-восточном (40—50°) направлении из Нью-Мексико через Колорадо и центральные штаты к озерам Верхнему и Виннипег. На большей части свода отсутствуют позднепротерозойские, ниже- и частично верхнепалеозойские отложения. По мнению Ф. Кинга, с верхнего протерозоя и до пенсильвания Трансконтинентальный свод обладал чертами разделявшего платформу геантиклинального поднятия, будучи осложнен двумя прогибами в районах Колорадо и Аризоны с позднепротерозойскими и нижнепалеозойскими платформенными отложениями, а также ответвлениями, вытянутыми, как и прогибы, в северо-западном (310—320°) направлении: в Техасе — в сторону свода Кончо, в Канзасе и Миссури — к своду Озарк, затем — в Висконсине и наконец в Вайоминге, Южной Дакоте и Монтане. Ряд поднятий и прогибов восточной части платформы располагается в промежутке между Техасским и Висконсинским ответвлениями свода.

Судя по палеотектоническим схемам А. Ирдли, начиная с карбона преимущественно ортогональная до этого система структурных элементов платформы все более осложняется субширотными и субмеридиональными локальными структурами (Манхатенская геантиклиналь, бассейны Бразер и Медиссонский — на западе, Биг-Сноу — на севере, поднятия Немаха и Ла-Саль — в центре и на востоке и др.). Большая часть поднятий и прогибов восточной части платформы закончила свое эпейрогеническое (по Ф. Кингу) развитие в конце палеозоя.

#### СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС АППАЛАЧЕЙ

Аппалачи представляют систему выступов и впадин, фундамент которых перекрыт отложениями от позднего докембрия до позднего палеозоя с неравномерными мощностями и выпадением отдельных толщ в

различных структурных зонах. Складчатый пояс подразделяется на ряд областей: поперечных — Южную (Алабама, Джорджия), Центральную (обе Каролины и Виргиния) и Северную (Новая Англия, Новая Шотландия, Ньюфаундленд); продольных — Аппалачское плато (форланд), Осадочные Аппалачи, полоса Голубых и Зеленых гор, Кристаллические Аппалачи (Пьедмонт), Атлантическая Прибрежная равнина.

Аппалачское плато — слабо активизированный край платформы к югу от Пенсильвании, перекрытый большей частью субгоризонтальной относительно мощной толщей отложений от позднедокембрийских до пермских (сланцы, песчаники, угленосные формации).

На продолжении плато к северо-западу находится Адирондакский массив докембрия, резко вдающийся в зону Аппалачей совместно с пенсильванской блоковой зоной края платформы («область слабой складчатости», по А. Ирдли).

Осадочные Аппалачи, прослеживающиеся вдоль всего края платформы, отделены от плато южнее Пенсильвании четко выраженной линией «фронта аллегейна», восточнее которого мощность верхнедокембрийско-палеозойских отложений резко возрастает (до 7—8 км), так же как интенсивность складчатых деформаций. По составу эти отложения сходны с отложениями плато, амагматичны, неметаморфизованы или слабо метаморфизованы.

Система Голубых и Зеленых гор — соответственно к югу и северу от Пенсильвании — узкая полоса горстовых выступов, отделяющих миогеосинклинальные Осадочные Аппалачи от эвгеосинклинальных Кристаллических. Кристаллические гнейсы фундамента, обнажающиеся в горстовых выступах, аналогичны адирондакским и относятся к грэнвиллской системе.

Кристаллические Аппалачи отличаются более мощным разрезом (до 15 км) с вулканогенами и базальными конгломератами (в том числе позднедокембрийскими). Разрез кембро-ордовика непрерывен, однороден и близок к платформенному, в отличие от силурийско-девонского, формировавшегося, по мнению Ф. Кинга, в разобщенных барьерами суши бассейнах. Все отложения претерпели совместную, но резко неравномерную складчатость и метаморфизм. В Южных и Центральных Аппалачах выделяется относительно менее метаморфизованный и дислоцированный (за исключением зоны гранитных интрузий) «Каролинский складчатый пояс»; в Северных Аппалачах — область Белых Гор и ряда возвышенностей и низменностей, разделенных офиолитовыми поясами и сравнительно узкими зонами интенсивных дислокаций и метаморфизма. В пределах этих областей сокращены мощности палеозойских отложений, т. е. они являются внутренними поднятиями.

Прибрежная равнина — область мезокайнозойских платформенных отложений в Южных и Центральных Аппалачах. Бурением установлено, что подстилающие мезозой палеозойские толщи здесь не метаморфизованы и залегают субгоризонтально. В восточной части Ньюфаундленда вскрывается кристаллический докембрий.

Аппалачская орогения, сопровождавшаяся складчатостью, формированием гранитоидов и метаморфизмом соответствует интервалу конец карбона — начало триаса (максимум в перми). В Центральной и Северной областях выделяются и более ранние: таконская (конец силура) и акадская (средний девон) фазы складчатости, а также ряд перерывов и несогласия на протяжении всего палеозоя.

Важные особенности строения Аппалачей связаны с их поперечным районированием. Следует подчеркнуть наличие «обломочных клиньев» (по Ф. Кингу) — узких поперечных зон развития обломочных пород, между которыми в продольных интервалах выпадают (или сокращаются по мощности) отдельные стратиграфические подразделения Осадочных Аппалачей: ордовик, силур и девон — в Алабаме, силур, девон и



Фиг. 9. Структурная схема Северной Америки (по Ф. Кингу, А. Ирду и др.)

1-3 — зоны складчатости:  
 1 — мезозенная;  
 2 — промежуточные;  
 3 — неогенная;  
 4 — францисканская серия;  
 5-9 — различия по времени консолидации области Канадского щита;  
 10 — области плато и наклонных до-кембрийских отложений;  
 11 — поднятия (своды);  
 12 — прогибы (бассейны);  
 13 — области широкого распространения эффузивов;

14 — гранитоиды;  
 15 — зоны разрывных нарушений;  
 а — предполагаемые и  
 б — прослеженные;  
 16 — ограничения Трансконтинентального свода  
 Цифры на схеме. Структурные области и провинции:  
 I — Медвежьего озера;  
 II — Невольничьего озера;  
 III — Чёрчилд;  
 IV — Сьюпервор;  
 V — Гренвилл;  
 VI — Трансконтинентальный свод;  
 VII — Внутренние Неизвестности;  
 VIII — X — Аппалачи;  
 IX — Центральные;

X — Северные;  
 XI — XIII — Кордильеры;  
 XI — Северные;  
 XII — Центральные;  
 XIII — Южные;  
 XIV — плато Колорадо;  
 XV — Восточные плато и хребты  
 Основные структурные элементы:  
 1 — провинция Снайк;  
 2 — Тимискаминг;  
 3 — поднятие Сиу;  
 4 — Адирондакский блок;  
 5 — свод Озарк;  
 6 — свод Кончо;  
 7 — свод Цинцинати;  
 8 — Пенсильванский выступ;  
 9 — поднятие Льяно;  
 10 — поднятие Висконсини;

11 — плато Аллегейн;  
 12 — реинтрант Маккензи;  
 13 — массив Нельсон;  
 14 — массив Айдахо;  
 15 — зона Клатат;  
 16 — Сьерра-Невада;  
 17 — зона Поперечных хребтов;  
 18 — Мохаве, Сонора;  
 19 — Сьерра-Мадре;  
 20 — Большой бассейн;  
 21 — Блэк-Хилс;  
 22 — Бигхорн;  
 23 — Гранд-Каньен;  
 24 — Учита;  
 25 — Моротон;  
 26 — Учита;  
 27 — Западно-Техасский прогиб

карбон — в Теннесси, преимущественно карбон — в Пенсильвании. Обломочные клинья совпадают с перегибами простираия складчатого пояса. На их продолжении к востоку и западу находятся ограничения сводовых поднятий платформы и структурных элементов Кристаллических Аппалачей. Наиболее примечателен пенсильванский выступ платформы и примыкающий к нему адирондакский блок Канадского щита, на уровне которых наблюдается перегиб, резкое сужение складчатого пояса (особенно Осадочных Аппалачей) и выклинивание ряда структурных зон. Огибаая выступ, складчатый пояс резко вдается в глубь платформы, прослеживаясь далее вдоль Лаврентьевской зоны (40—50°), и затем вновь резко отклоняется к юго-востоку вдоль разломной зоны северо-западного (310—320°) простираия, отделяющей Ньюфаундленд от Новой Шотландии.

В пределах Северных Аппалачей наиболее четко проявлены блоковый характер прогиба и роль поперечных структур, что находит свое выражение в выходах на поверхность или в неглубоком залегании кристаллического фундамента; в неравномерных мощностях и фациальной изменчивости отложений и выпадении нижних толщ разреза; в частых локальных перерывах и несогласиях по всему разрезу при наиболее заметно проявленных таконской и особенно акадской фазах складчатости; в неравномерности метаморфизма и складчатых деформаций; в частых перегибах простираий складок и т. д.

Гранитоиды Аппалачей, образовавшиеся в период с конца карбона до начала триаса с максимумом в перми, располагаются вдоль горстовых выступов эвгеосинклинали, формируя наиболее ранние соскладчатые и синхронные с метаморфизмом разгнейсованные массивы. Наиболее поздние гранитоиды слагают отчетливо интрузивные, нередко межформационные и дискордантные массивы, расположенные в пределах блоковых поднятий. Состав гранитоидов изменяется от ранних габбро-диоритов, затем диоритов, тоналитов, плагиогранитов до поздних ультракислых и щелочных гранитов и сиенитов. Граниты сопровождаются разнообразными жильными производными, среди которых преобладают пегматиты, сосредоточенные в Северной и Южной Каролине, Коннектикуте, Нью-Гемпшире и Мэне.

В Южных и Центральных Аппалачах пегматитовый пояс вытянут от Северной Каролины до Алабамы. Максимумы концентрации пегматитов соответствуют зонам поперечных структур на уровнях «среднеордовикского» и «пенсильванского» обломочных клиньев.

Пояс существенно кварц-полевошпатовых пегматитов вытянут вдоль горстовых поднятий Голубых гор в связи с соскладчатыми массивами диоритов, гранодиоритов и кварцевых диоритов, в меньшей степени — гранитов и аляскитов. Пегматиты — согласные, реже секущие зональные тела, выполненные преимущественно (в порядке убывания): микроклином, кварцем, плагиоклазом, альбитом, мусковитом, реже биотитом с небольшим количеством берилла и литиевых слюд. В ряде случаев (Литл-Хок-Ридж, Спрус-Пайн и др.) мусковит-кварц-плагиоклазовые пегматиты четко сменяются по простираию кварц-микроклиновыми, затем существенно кварцевыми жилами.

Пояс среднетемпературных литиеносных пегматитов протяженностью до 50 км при ширине порядка 3 км приурочен к антиклинорию Королевских гор в пределах Каролинского сланцевого пояса. Вулканогенно-осадочные нижнепалеозойские отложения, перекрывающие кристаллический фундамент, переслаиваются с ортоамфиболитами и испытывают метаморфизм вблизи согласных, часто пластовых или межформационных массивов верхнепалеозойских гранитоидов Уайтсайд. Последние слабо разгнейсованы в экзоконтактных зонах, в основном же массивны, порфировидны; представлены плагиоклаз-микроклиновыми двуслюдяными гранитами с фациально-фазовыми разновидностями мусковитовых гра-

нитов, аляскитов и гранит-пегматитов (Kesler, 1942). Сопровождаются жильными гранитами, гранит-пегматитами, аплитами, а также полевошпат-кварцевыми, слюдисто-кварцевыми и кварцевыми жилами. Наиболее поздние — дайки диабазов.

Касситеритоносные пегматиты Алабамы преимущественно мелкозернистые кварц-альбитовые породы с очень небольшим количеством микролина; зачастую они резко обогащены кварцем, мусковитом и касситеритом; содержит шерл, гранат и в небольших количествах апатит, берилл, танталит, кианит, сульфидные минералы.

В Северных Аппалачах, с их более четко выраженным блоковым строением и далеко не столь отчетливой линейностью, мощность доместозойских отложений, перекрывающих фундамент, не превышает 5 км, а на поднятиях — 3 км. В составе толщ преобладают терригенные, в значительной части грубообломочные осадки. Среди вулканогенов, комагматичных с гранитоидами, доминируют натриевые риолиты при подчиненном количестве дацитов, андезитов, трахитов и базальтов. Деформации характеризуются сменой сравнительно узких зон сжатых и крутых складок широкими участками пологого залегания пластов. Метаморфизм неравномерен и четко связан с зонами формирования складчатых гранитоидов. Наиболее ранние гранитоиды Хайландкрофт и Оливер (абсолютный возраст 300—350 млн. лет; Баддингтон, 1963) слагают небольшие пластовые тела и силлы диоритов, кварцевых диоритов, монзонитов и гранитов, локализованных преимущественно в интенсивно складчатых зонах, обрамляющих поднятия. Более поздняя (210—270 млн. лет) и наиболее широко развитая Ньюгемпширская многофазная син- и постскладчатая серия представлена диоритами, тоналитами, монзонитами и гранитами, слагающими вытянутые или изометричные массивы в обрамлении и краевых частях поднятий. Наиболее ранние фазы разгнейсованы, поздние — массивны, порфиоровидны, нередко дискордантны. Граниты биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые. Отмечаются субэффузивные фации, участки миаролитового сложения, «полосчатые» граниты с участками пегматитового и аплитового сложения (Баддингтон, 1963). Наиболее поздняя (186 ± 14 млн. лет, Lyons, 1957) Белогорская серия (Уайт-Маунтин) комагматична с кислыми лавами, туфами и брекчиями серии Мот. Она слагает разнообразные по форме и размерам массивы в пределах поднятий: штоки, дайки, межформационные и кольцевые массивы, связанные с кальдерами проседания. В составе серии на долю габбро и диоритов приходится 0,5% общего объема породы, на долю монзонитов — 1,5, сиенитов — 18, на долю кислых плагиоклаз-микроклиновых двуслюдяных и мусковитовых гранитов и гранит-порфиров — 79% (Billings, 1945). Поздние щелочные массивы обладают концентрически-зональным строением, при котором к центру массива от зоны к зоне возрастает количество кварца и кислого плагиоклаза, но убывает количество иных полевых шпатов и темноцветных минералов: эгирина, авгита, биотита, амфибола. Для состава отдельных массивов характерны участки эруптивных брекчий, наличие субэффузивных фаций.

Гранитоиды сопровождаются жильными гранитами, гранит-пегматитами, аплитами, пегматитами, кварцевыми жилами и разнообразными пневматолит-гидротермальными типами производных. Пегматиты широко распространены в Нью-Джерси, Коннектикуте, Массачусетсе, Нью-Гемпшире и Мэне в связи с поздними фазами гранитов Ньюгемпширской серии (граниты Конкорд и др.). Большой частью пегматиты согласны с вмещающими сланцами, зональны. Нередкометаллы пегматиты состоят в основном из микролина, кварца и плагиоклаза, изменяющегося от № 20 в краевых до № 2 в осевых зонах (Камерон и др., 1951), обогащены мусковитом и бериллом. По простиранию они сменяются кварц-альбитовыми жилами (иногда с лепидолитом и другими литиевыми

минералами), затем слюдисто-кварцевыми и кварцевыми жилами (Heinrich, 1953). Низкотемпературные натро-литиевые пегматиты, обогащенные альбитом, слюдами и нередко содержащие крупные полости с драгоценными кристаллами, сосредоточены в блоковых поднятиях Белых Гор.

Кроме пегматитов главным образом в Виргинии и Новой Шотландии с теми же верхнепалеозойскими гранитами (но с их мусковитовыми фазами и фациями) связаны грейзеновые и кварцево-жильно-грейзеновые месторождения, резко обогащенные мусковитом и турмалином, с касситеритом, вольфрамитом, бериллом, фенакитом, флюоритом и небольшим количеством карбонатных и сульфидных минералов (Константинов и др., 1969).

Олово-полиметаллическое месторождение Маунт-Плезант (Нью-Брансуик) связано с верхнекарбонowymi гранитными штоками, кислыми порфиоровыми лавами, жерловыми фазами и грейзенизированными (80% кварца, флюорит, слюды, полевые шпаты) эруптивными брекчиями в зоне пересечения глубинных разломов (Константинов и др., 1969). Выделяются четыре типа руд в соответствии с последовательностью их образования и пространственной зональностью рудного поля: грейзенизированные дайки микрогранитов с топазом, флюоритом, касситеритом, вольфрамитом и молибденитом—жильные и прожилково-вкрапленные руды касситерит-флюорит-кварцевые с сульфидными минералами—касситерит-сфалеритовые (в хлорит-флюорит-кварцевой массе) со станнином и другими сульфидами—сульфиды Pb и Zn с кварцем и флюоритом. Главные полезные компоненты месторождения: Zn и Sn (15% приходится на долю станнина), а также Mo и W.

#### СИСТЕМА КОРДИЛЬЕР

Эта система сложнее Аппалачской, но также подразделяется на ряд областей: продольных — эвгеосинклиналиную, миогеосинклиналиную и область Восточных Плато и Хребтов; поперечных — Северную, Южную и Центральную (примерно между параллелями 42 и 48°). Формирование региона происходило с позднего докембрия до кайнозоя, захватывая различные его части.

Выходы кристаллического фундамента, наиболее многочисленные в Центральной и Южной областях, известны по всему региону. При этом на широте 60—65° преобладают значения (в млн. лет): 2000—600, южнее — 2700—2600; в Центральной области 2600—2300 и 2000—1600; вдоль разлома Амаргоса в Калифорнии 2900—1800 и 1100; в районе плато Колорадо 2600—1800 и 1700—1500; юго-восточнее Нью-Мексико, в Техасе и Оклахоме — 1000—1400. Эти возрастные подразделения в какой-то мере коррелируются с возрастами провинций Канадского щита, расположенных к северо-востоку от соответствующих поперечных областей Кордильер. Непосредственно к востоку от Кордильер фундамент перекрыт платформенным чехлом верхнепротерозойских карбонатно-терригенных осадков с покровами базальтов и риолитов. Восточнее плато Колорадо мощность этих отложений порядка 1 км, в правобережье Маккензи — до 2 км (Green, Godwin, 1963; Shride, 1965, и др.). В трогообразном (по А. Ирдли и Г. Штилле) Бельтско-Парсельском прогибе в верхнепротерозойских отложениях исчезают лавовые покровы, но мощности превышают 3 км, а в наиболее прогнутых участках Северной области и в Бельтском поперечном прогибе 10 км; в поперечных же прогибах Уинты и Гранд-Каньона мощность составляет около 4 км. Нижняя возрастная граница этих отложений 1800—1600 млн. лет, верхняя — 1200—900 млн. лет (Башарин, 1970). Бельтские толщи не метаморфизованы, слабо нарушены, к западу от осевой части прогиба их мощность увеличивается. В составе

толщ появляются и возрастают в количестве эффузивы, нарастает дислоцированность и метаморфизм. Предполагают, что верхнепротерозойские отложения согласно подстилают палеозойские в эвгеосинклинальном прогибе, хотя между ними существуют и несогласия (Ирдли, 1954; Ziegler, 1967). В то же время, если в Северных Скалистых горах и в южном обрамлении плато Колорадо позднепротерозойские отложения входят в состав платформенного чехла, то в Центральных и Южных Скалистых горах докембрийский фундамент перекрыт лишь палеозойскими платформенными отложениями нередко при выпадении нижнего и даже среднего палеозоя (Молчанова, 1969). Верхнепротерозойские соскладчатые гранитоиды, риолиты, силлы и дайки диабазов с абсолютным возрастом 1000—1500 млн. лет концентрируются в пределах Трансконтинентального свода и его поперечных ответвлений. Вмещающие их толщи смяты, метаморфизованы и входят в состав фундамента. Иными словами, Трансконтинентальный свод несомненно был в какой-то мере вовлечен в заключительные этапы гренвиллского тектоно-магматического цикла, осевой прогиб которого находился на юго-западном продолжении Гренвиллского пояса Канады (Кинг, 1972). Вследствие этого палеозойские бассейны Колорадо и Техаса оказались разделенными поднятием (Nordwood, 1965). С осевым прогибом, вероятно, была связана и активизация бельтской системы впадин северо-западного и северо-восточного простираний. Так или иначе, но условия формирования гранитоидов в активизированной части свода определялись мощным кристаллическим фундаментом, перекрытым амагматическими преимущественно терригенными субплатформенными отложениями мощностью не более 3 км.

В районе Блэк-Хилс, по данным ряда исследователей (Баддингтон, 1963; Page a. o., 1953; Norton a. o., 1964; 1970, и др.), граниты Харни-Пик слагают лакколитообразное согласное тело в ядре купольной структуры, являясь выступом не вскрытого эрозией, видимо, межформационного массива, формировавшегося в условиях спокойного тектонического режима. Это лейкократовые двуслюдяные и мусковитовые альбит-олигоклаз-микроклиновые граниты и гранит-пегматиты с чередованием «слоев» существенно микроклинового и альбит-олигоклазового состава и соответственно пегматитового и гранитного сложения. Характерные акцессорные минералы: апатит, турмалин, циркон, гранат, касситерит, берилл. Массив сопровождается многочисленными согласными апофизами, дайками и силлами гранит-пегматитов, а также жильными сериями средне- и низкотемпературных пегматитов.

Западнее Блэк-Хилса, в штатах Колорадо, Вайоминг, Нью-Мексико исследован ряд пегматитовых полей, связанных с примерно одно-возрастными гранитами Шерман, Силвер-Плам, Боудлер-Крик, Пайкс-Пик (Баддингтон, 1963; Heinrich, 1953; 1967; Norton, 1966; Proctor a. o., 1968 и др.). Среди гранитов выделяются: более ранние монцониты — вытянутые согласно разнейсованные тела в зонах сравнительно интенсивно смятых в линейные складки биотитовых сланцев и более поздние — небольшие, согласные, но местами резко секущие пластовые и воронкообразные тела, штоки, серполиты и факолиты кварцевых монцонитов, биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов и гранит-пегматитов. Граниты порфириовидны, часто полосчатые, состав их сложен, характеризуюсь резко непостоянными соотношениями кварца, слюд, калиевых и натровых полевых шпатов. Характерны миаролитовые участки, грейзенизация апикальных выступов, многочисленные апофизы, дайки, силлы и жильные тела аплитов, гранитов, гранит-пегматитов, пегматитов и кварцевых жил, в том числе с молибденитом. Пегматиты концентрируются внутри гранитов и гранит-пегматитов и в непосредственной близости от них. Среди низкотемпературных пегматитов изредка отмечаются сподумен-амблигонитовые, значительно чаще —

лепидолитовые; первые — главным образом в Вайоминге и Нью-Мексико — в районах преобладания линейных структур, вторые — в Колорадо (Ганнисон, Бумер, Фремонт и др.) — в районах взаимопересечения разноориентированных разломов фундамента.

Эвгеосинклинальный прогиб складчатого пояса Кордильер выполнен в основном непрерывной от кембрия до юры, частично до нижнего мела кремнисто-сланцево-вулканогенной толщей, наиболее мощной (до 20—25 км) в прогибах Кламат, Аканатон, Александр. Максимум эффузивов основного и среднего состава свойствен перми и началу мезозоя. С концом палеозоя связаны незначительные деформации и перерывы в осадках вдоль восточного края прогиба в Неваде и на юге. Вслед за этим происходило последовательное расширение прогиба к востоку, затем — к западу. Замыкание эвгеосинклинали и главная фаза складчатости: в Западной Неваде — с начала юры до мела, в Сьерра-Неваде и Кламат — конец юры и начало мела; южнее разлома Гарлок — середина юры (на западе) и палеоген (на востоке), в Полуостровных хребтах — середина мела (Хьюитт, 1957; Меланхолина, 1967). Южнее разлома Гарлок юрско-меловые осадки отличаются мелководностью, большим количеством вулканогенов (Бейли, Блейк, 1969), а характер эвгеосинклинали неопределен (Кинг, 1961). В береговых хребтах Калифорнии и Орегона палеозойско-нижнемезозойский разрез сокращен, ряд толщ выпадает, а верхняя юра и мел представлены мощными, но слабо метаморфизованными геосинклинальными сериями (Taliaferro, 1942; Irwin, 1960).

Невадийской складчатости предшествовало внедрение гипербазитов; завершилась она формированием гранитоидов, вблизи которых возрастают метаморфизм и деформации вмещающих пород, в целом смятых в линейные складки и метаморфизованных до зеленокаменной фации (Ирдли, 1954; Бейли, Блейк, 1969). Абсолютный возраст гранитоидов (в млн. лет): Южнокалифорнийских — 115—105 и 100—85, на западе Мохаве — 150, Поперечных хребтов — 105—83, Сьерра-Невады — 95—97, зоны Мозер-Лод — 143—131, Кламат — 146—127, Айдахо — от 110—100 до 70—50 (массив Боудлер); возраст Канадского батолита близок к возрасту Кламат, батолита Нельсон — к Айдахо (Кинг, 1961; Баддингтон, 1963; Меланхолина, 1967; Morton, a. o., 1969). Характерно омоложение гранитоидов вкострости простирающихся массивов в сторону миогеосинклинали, а также в целом для массивов, приуроченных к относительным поднятиям блоковых зон. Краевые и внутренние разломы эвгеосинклинали — преимущественно крутые сбросы с отчетливой сдвиговой компонентой.

Миогеосинклинальный прогиб наследует позднекембрийский прогиб; выполнен непрерывными существенно карбонатными (карбонатно-терригенными в кембрии) субплатформенными отложениями палеозоя карбонатно-терригенными — триаса и юры, обломочными — мела (юр и мела — на западе). Мощности отложений в северной и южной частях прогиба, разделенных в додевонское время «куполом» Монтаны, достигают 10 км. На отдельных поднятиях миогеосинклинали и к востоку от нее в палеозое накапливались те же карбонатные толщи, но значительно менее мощные, с перерывами, при полном выпадении кембрия. В додевонское время переход к эвгеосинклинали осуществлялся через промежуточную кремнисто-карбонатную формацию. При этом эв- и миогеосинклинальные прогибы, смыкавшиеся на севере вдоль разломной зоны, в центре разделены широкой областью Большого бассейна.

В Северной области развитие миогеосинклинали до конца палеозоя и в мезозое продолжалось примерно в тех же границах, несколько расширяясь к востоку. Наиболее глубокая часть миогеосинклинали граничит с относительно менее прогнутой частью эвгеосинклинали, вытянутой вдоль Колумбийского плато. В кайнозое на периферии последнего

возник прямолинейный «Ров Скалистых гор» с грубообломочными отложениями и лавами.

На юге с середины девона одновременно с движениями в горах Клатмат (восточнее этих гор известен возраст метаморфизма 270—340 млн. лет) начинается рост поднятия Антлер на границе с эвгеосинклиналью, расширяясь затем к востоку почти до «линии Уосатч» в триасе. В карбоне (миссисипий) активизируется протерозойский прогиб Монтаны. Наиболее глубокие средне- и верхнепалеозойские бассейны существовали к северу ( $Pz_2$ ) и югу ( $Pz_3$ ) от плато Колорадо и в реентранте Маккензи ( $Pz_2$ ). Формирование обломочных толщ мезозоя совпадает с невадской орогенцией, происходит за счет сноса материала из эвгеосинклинальной области и последовательно омолаживается с запада на восток. Главная фаза ларамийской складчатости — конец мела, в Большом бассейне — начало и середина мела.

Неметаморфизованные или слабо метаморфизованные миогеосинклинальные толщи интенсивно смяты в узких межблоковых зонах и спокойно залегают в сводах поднятий. Наибольшая контрастность дислокаций при незначительной мощности палеозойско-мезозойских отложений наблюдается к югу от разлома Гарлок. В Соноре эти отложения имеют континентальный характер, так же как на обширных плато Колумбии, Монтаны, Орегона, Айдахо и Мексики; перекрыты кайнозойскими преимущественно кислыми лавами при субгоризонтальном в целом залегании пластов. Следует подчеркнуть существование относительного прогиба южнее широты  $28^\circ$  и сложного поднятия севернее этой широты. В пределах последнего существуют участки с кристаллическим фундаментом, перекрытым неметаморфизованными меловыми и палеогеновыми отложениями мощностью порядка 3 км наряду с участками интенсивно смятых и метаморфизованных мощных карбонатно-вулканогенно-терригенных отложений францисканской группы. Севернее разлома Гарлок — резкое усложнение структур, широкое развитие надвигов и субмеридиональные простирания структур Большого Бассейна. Гранитоиды миогеосинклинали сравнительно малочисленны и тяготеют к относительным поднятиям в районах поперечных структур.

Восточные Плато и Хребты — область блоковых поднятий, разделенных широкими мульдами («бассейнами»). Структуры, отделившие плато Колорадо от платформы, находятся на продолжении геосинклинального прогиба Северных Кордильер, вклинившегося в платформу в районе хребтов Уинд-Ривер и Бигхорн. Реактивизация началась формированием прогибов с верхнепалеозойскими терригенно-карбонатными шельфовыми осадками и поднятий (Анкомпагре, Передового хребта, Сангре-де-Кристо), разбитых затем на ряд более мелких поднятий и прогибов с обломочными толщами мела и палеогена. Восточнее Передовых хребтов — это глинистые сланцы мощностью порядка 3000 м, на западном крае плато Колорадо — грубообломочные толщи мощностью 6000 м, образовавшиеся за счет размыва поднятий невадид. К северу от плато мощность мезозойского разреза составляет до 8000 м, вдоль юго-восточной границы — 5000 м, из которых более 3000 м — позднедокембрийские отложения. На самом плато кристаллический фундамент перекрыт палеозойско-мезозойской толщей платформенного типа мощностью 1800—3000 м (максимально:  $Pz$  — 1600 м,  $Mz$  — 3000 м) с третичными отложениями и лавами.

Деформации осадочных толщ в обрамлении плато Колорадо неравномерны. Субгоризонтальное залегание в сводах поднятий сменяется крутым в узких межблоковых прогибах. Наименьшие деформации свойственны широким бассейнам, расположенным на северо-восточном продолжении плато Колорадо, в пределах которого горизонтальное залегание толщ осложнено узкими зонами надразломных складок и флексур, штамповыми и куполовидными складками (последние нередко располо-

жены над лакколитами). Среди разрывных нарушений господствуют сбросовые: северо-восточные ( $40-50^\circ$ ) и северо-западные ( $320^\circ$ ), отражающие древние дизъюнктивные направления (Ирдли, 1954). Основная складчатость и внедрение гранитоидов (преимущественно вдоль поперечных зон) происходили в конце мела — начале палеогена, на плато Колорадо — в начале палеогена. Абсолютный возраст ранних ларамийских гранитоидов плато Колорадо  $59 \pm 5$  млн. лет (Eckelmann, Kulp, 1957), поздних — третичное время.

Территории южных штатов всюду закрыты молодыми платформенными отложениями, за исключением двух районов: Маратон на западе и Уачита на востоке. Сходные разрезы этих районов представлены: карбонатно-кремнисто-терригенными отложениями от верхнего кембрия до девона мощностью от 500 до 1500 м, преимущественно терригенными — карбоновыми (6000 м — Уачита, 3600 м — Маратон) и терригенно-вулканогенными, нередко флишевыми — пермскими (до 3000 м). Толщи разделены несогласиями и перерывами: предкарбонным, карбоновыми и наиболее значительным — предпермским. Главная фаза складчатости — между концом перми и началом верхней юры. Меловые отложения платформенные.

Установлено, что смятые в линейные складки палеозойские толщи Уачиты и Маратона представляют единую систему межблоковых прогибов, связывающих геосинклинальные системы Аппалачей и Кордильер. В окружении прогибов карбонатные платформенные отложения палеозоя не деформированы, кроме узкой межблоковой зоны Уачита, связывающей Передовые хребты Колорадо с горами Арбакль Уачиты. Здесь терригенно-карбонатные палеозойские отложения перекрыты мощной (до 6 км) пермо-карбонной обломочной толщей с многочисленными внутриформационными перерывами и несогласиями. В целом особенности формирования системы Уачита сходны, по мнению Ф. Кинга, с таковыми Осадочных Аппалачей: спокойное осадконакопление — в начале, интенсификация — в середине палеозоя, максимум — в карбоне. И хотя общая интенсификация осадконакопления в аппалачской миогеосинклинали началась после ордовика, а в Уачите — после девона, на юге Аппалачей докарбонный разрез также сокращен, акадская и особенно таконская фазы складчатости проявлены слабо. Но в отличие от Осадочных Аппалачей, в Уачите нижнепалеозойские отложения по формационному типу являются эвгеосинклинальными, а аппалачская фаза складчатости весьма растянута и в сущности смыкается на западе с невадийской.

В итоге необходимо подчеркнуть длительность развития Кордильер и существование единого, по мнению ряда геологов (Кинг, 1963, 1972; Мур, 1967; Gilluly, 1967 и др.), невадийско-ларамийского цикла формирования складчатого пояса с последовательным смещением завершающих процессов от наиболее активных осевых прогибов ко все более стабильным участкам их обрамления при большом числе относительно самостоятельных, но локальных фаз складчатости. Достаточно очевиден блоковый характер развития Кордильер при доминирующей роли древнейшей системы северо-восточных ( $35-45^\circ$ ) и северо-западных ( $310-320^\circ$ ) разломов фундамента, что, в частности, подчеркивает И. И. Чебаненко (1963, 1964), отчасти — А. К. Башарин (1970), указывая на существование древнейших «сквозных» разломов (авлакогенов), расчленяющих континент на блоки. Продолжения крупных северо-восточных линеаментов Канадского щита совпадают с ограничениями «бассейнов» и «сводов» во внутренних областях платформы, а в пределах Кордильер — с резкими изменениями простираний структур, с поперечными ограничениями наиболее глубоких прогибов, плато и относительно самостоятельных структурных областей, таких, как плато Молер с горами Кламот, Блю-Маунтин и Айдахо или плато Колорадо с Блэк-Хилс. Передовыми хребтами, Мохаве и районом Южнокалifornий-

ского батолита. Одним из важнейших элементов структурного плана несомненно является область поперечных структур Западной Монтаны — Кламат, к северу от которой общая структура Кордильер проста по сравнению с областями, расположенными к югу. При этом достаточно четко выраженный на севере осевой прогиб эвгеосинклинали с его наиболее ранними (140—150 млн. лет) и интенсивными завершающими тектоно-магматическими процессами прослеживается вдоль Голубых гор и Кламат, южнее которых ему соответствует лишь узкая межблоковая зона Мозер-Лод. Южнее разлома Гарлок с осевым прогибом сопоставима лишь шовная зона западного края поднятия Мохаве.

Учитывая правосдвиговый характер перемещений по продольным разломам, можно наметить целый ряд структурных узлов с эпицентрами в районах пересечения продольных и поперечных разломов с субмеридиональным и субширотным оперением осевого сдвига (Муди, Хилл, 1960) и развитием надвигов в зонах сжатия севернее поперечных разломов. Наиболее крупные эпицентры связаны с ограничениями поперечной области Невады. Примечательно, что в симатической коре океанического дна фиксируются субширотные нарушения, фрагменты же северо-восточных разломов — лишь в узкой зоне шельфа. Но источник обильного обломочного материала палеозойской эвгеосинклинали мог находиться лишь на западе — в области гипотетического, но вполне вероятного с учетом представлений о дрейфе континентов «бордерленда Каскадии», поскольку восток континента был отделен от Кордильер широкой карбонатной миогеосинклиналию.

Особенности магматизма Кордильер сложны и разнообразны. Гранитоиды эвгеосинклинали — соскладчатые гранодиориты с фациальными разновидностями диоритов, тоналитов, монцонитов, биотитовых гранитов, реже габбро и двуслюдяных гранитов, взаимопереходы которых осуществляются через участки полосчатого сложения (Баддингтон, 1963). Характерны похисление и возрастающая четкость интрузивных контактов массивов вкост их простираия в сторону миогеосинклинали и в пределах относительных поднятий в обрамлении осевого прогиба, где граниты порфириовидны, сопровождаются жильными гранитами, аплитами и кварц-полевошпатовыми пегматитами. Продуктивны гранитоиды преимущественно только в пределах поперечных областей относительных поднятий. В связи с кварцевыми диоритами и гранодиоритами Аляски и Калифорнии известны золоторудносльфидные месторождения. С послеюрскими гранодиоритами Британской Колумбии связаны контактовые сульфидно-шеелитовые проявления, непосредственно к востоку от Сьерра-Невады — пегматитоподобные олигоклаз-кварцевые тела с флюоритом, шеелитом, бериллиевыми и сульфидными минералами.

Гранитоиды миогеосинклинали малочисленны, тяготеют к относительным поднятиям преимущественно в районах поперечных структур; отличаются большим количеством фациальных и фазовых разновидностей; представлены биотитовыми гранитами и монцонитами, а также тонналитами, диоритовыми и габброидными разновидностями, гранофирами, двуслюдяными гранитами, аляскитами. Жильные производные: гранит-порфиры, аплиты, пегматиты и гранит-пегматиты диабазы и лампрофиры. Характерно миаролитовое строение поздних (преимущественно кислых и щелочных) фаз и фаций, разделение этих фаз и фаций на существенно натровые и калиевые, нередко концентрически-зональные или полосовидные. Так, малоглубинным (0,5—3 км) согласным межформационным кварцевым монцонитам Юкона, ассоциирующим с экструзивными и эффузивными комагматами, при отсутствии пегматитов свойственны «пластовидные» фации аляскитов, миаролы с кристаллами кварца и турмалина и сферические обособления этих минералов (Баддингтон, 1963).

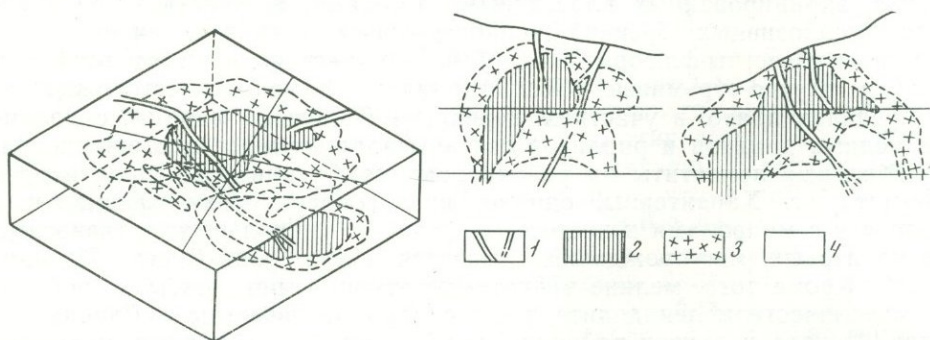
В обрамлении плато Колумбии и Колорадо с меловыми монцонитами, гранит-порфирами и аплитами связаны медно-порфировые, штокверковые кварцево-жильные руды с Fe, Mo, Pb, Zn и примесью Ag, Au; с позднемеловыми и палеогеновыми монцонитами, диоритами, диабазами и лампрофирами — контактово-метасоматические и жильные сульфидные руды Pb, Zn, Cu, Fe с Ag, Au. Следует сказать, что многочисленные полиметаллические месторождения Мексики часто контролируются участками резких перегибов простираний вмещающей толщи. В обрамлении плато Колорадо на пересечениях разломов фундамента, экранированных пластичными толщами, в участках рудоносных взрывных брекчий гипабиссальных гранитов, андезитов и риолитов известны флюоритовые (обычно совместно с полиметаллическими) и ртутно-сурьмяные (Калифорния и Невада) месторождения. В пределах плато, в участках, перекрытых кислыми лавами, с мелкими телами дацитов и риолитов связаны золоторудные месторождения.

Жильные пегматиты на рассматриваемой территории практически отсутствуют. Характерны, однако, низкотемпературные фациальные разности с миаролами и пустотами. К числу уникальных литиеносных пегматитовых месторождений относится Пала (Сан-Диего, Пеннинсуэл). Кроме того, мелкие низкотемпературные пегматиты с небольшим количеством лепидолита, реже сподумена известны в Сьерра-Неваде, Мохаве и других районах Калифорнии. Их основные полезные компоненты: керамическое сырье, скрап и пьезокварц.

В провинции Восточных Плато и Хребтов гранитоиды сформировались в условиях блоковых поднятий фундамента, перекрытого маломощной (не более 2—3 км) платформенной толщей, и слагают ряд массивов преимущественно в пределах поперечных «порфировых поясов» района плато Колорадо. Массивы (штоки, лакколлиты, силлы, дайки, пластовые тела) представлены диоритами, монцонитами и гранитами весьма непостоянного состава (от лимбургитового до аляскинского и сиенитового) при преобладании средних и кислых пород, среди которых отмечаются существенно натровые и калиевые разновидности (Баддингтон, 1963). Характерны: куполовидные выгибания согласной кровли массивов, наличие жерловых фаций, ассоциация интрузивных, экструзивных и более ранних, но комагматичных пирокластов и эффузивов; широкое развитие миаролитовых участков поздних фаз и фаций гранитов и минерализованных эруптивных брекчий. Структура пород — от грубо-порфировидной до стекловатой, особенно в апофизах массивов. С ними связаны жильные граниты, гранит-пегматиты, аплиты, аплит-пегматиты, реже пегматиты. Продуктивные производные: преимущественно пневматолитовые с минералами Mo, W, Sn, Be, реже — редкометалльные пегматиты, в смежных структурных зонах — полиметаллические месторождения.

В горах Бигхорн с позднемеловыми гранитами связаны небольшие жилы существенно кварц-альбитовых пегматитов (Кристалл-Маунтин) со сподуменом, амблигонитом, слюдами, бериллиевой и танталовой минерализацией; в Монте-Кристо и ряде других участков — преимущественно бериллоносные пегматиты. В горах Соватч пегматиты Антеро и Уайт (Adams, 1953; Баддингтон, 1963) связаны с субгоризонтальным межформационным Принстонским массивом (мел — палеоген), сложенным фациальными разновидностями резко порфировидных кварцевых монцонитов, биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов с аплитовидными апофизами и многочисленными дайками аплитов. Ряд выступов массива — грубозернистые миаролитовые мусковит-кварцевые грейзены, обогащенные BeO (до 0,02%) и молибденитом. Пегматиты — небольшие фациальные обособления в апикали лейкократового секущего штока. Их главные минералы: дымчатый кварц (до 40% и более), микроклин, альбит, берилл, флюорит; второстепенные: топаз

(до 10%), гранат, апатит, фенакит, берtrandит, литиевые слюды, колумбит, кальцит, сульфидные и другие минералы. В осевых частях пегматитов — пустоты с ювелирным бериллом. Шлировидные обособления переходят в секущие пегматитовые и полевошпат-кварцевые (с санидином) тела, последовательно обогащаясь кварцем вплоть до обособления мусковит-кварцевых и кварцевых жил с минералами Ве, Мо, W, Sn, Bi, U. В 3 км к юго-западу (Калифорнийский участок) известна крутопадающая существенно кварцевая жила протяженностью



Фиг. 10. Месторождение Клаймакс

1 — полевошпат-кварцевые жилы; 2 — область резкого обогащения кварцем; 3 — брекчированная минерализованная зона; 4 — сланцы и гранитоиды

несколько сот метров и мощностью до 90 м. Жила неравномерно обогащена мусковитом и бериллом (до 10%), содержит молибденит, флюорит, турмалин, рутил, браннерит и гюбнерит. Экзоконтактовая зона — кварц-серицитовый грейзен с вкрапленностью молибденита и пирита.

К северу от хребта Соватч, вдоль разлома Москито, известен ряд молибденовых месторождений, в том числе месторождение Клаймакс, связанное с апикальной частью третичного штока монцонитов и гранит-порфиров, рвущих докембрийские толщи, но эффективно экранированных пластичными палеозойско-мезозойскими отложениями (фиг. 10). Осевая часть рудоносного выступа массива почти нацело кварцевая (более 100 м в поперечнике) с небольшим количеством молибденита в периферии. Она окружена мощной (100—400 м) зоной окварцевания и серицитизации раздробленных сланцев и гранитов, пронизанных густой сетью кварцевых прожилков с ортоклазом, серицитом, флюоритом, топазом, касситеритом, гюбнеритом сульфидами Cu, Fe, Zn и тончайшей вкрапленностью молибденита. Южнее Клаймакс (месторождение Квеста) с альбитовыми гранитами и автобрекчиями аляскит-порфиров связаны кварцевые жилы с молибденитом, шеелитом, флюоритом и сульфидными минералами. Здесь же известны дайки гранит-порфиров, насыщенные молибденит-кварцевыми прожилками и полевошпат-кварцевыми жилами.

В поперечных поясах примечателен также ряд непегматитовых бериллиевых месторождений. Месторождение Шипрок (Юта) — шток альбит-микроклиновых риолитовых порфиров, гранитов и ортоклаз-альбитовых аплитов. Берилл концентрируется в виде небольших гнезд, отдельных кристаллов и радиально-лучистых агрегатов в пегматоидных кварц-калишпатовых обособлениях среди альбитовых полосчатых гранитов и аплитов. На месторождении Айрон-Маунтин (Нью-Мексико) в карбонатных породах с некками, пластовыми телами и дайками риолитов, аплитов и аплитовидных гранитов связаны экзоконтактные

гранат-магнетитовые скарны с флюоритом, шеелитом и полосчатые тектиты с гельвином и доналитом. На месторождении Виктория (Нью-Мексико) наряду с бериллоносными скарнами в связи с дайками аплитовидных гранитов известны крутопадающие мусковит-кварцевые жилы с бериллом, вольфрамитом, шеелитом, вольфенитом, флюоритом и сульфидами.

#### ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

В целом развитие Североамериканского континента достаточно четко подразделяется на четыре периода. Первый — до формирования протоплатформенной коры в начале архея на базе симатического субстрата. Второй начался в середине архея расчленением протоплатформы, в ходе которого крупные области кристаллического фундамента оказались разобращенными океаническими прогибами, содержащими отдельные относительно приподнятые сиалические блоки, которые в конце архея оказались вновь спаянными областями кеноранской складчатости и метаморфизма. Одновременно кеноранская орогения обусловила неравномерные складчато-глыбовые дислокации и метаморфизм протоплатформенных массивов в связи с альгоманскими гранитоидами. В среднем протерозое гудзонская складчатость продолжила процесс консолидации, наиболее активно проявившись в областях незавершенной складчатости или испытавших дополнительное расчленение, но в пределах относительно приподнятых, вероятно, протоплатформенных глыб. Заключительным актом второго периода явились эльсонские события и затем гренвиллская складчатость и метаморфизм, завершившие формирование кристаллического фундамента современной платформы.

Вместе с тем эльсонские события, по-видимому, положили начало новому, третьему периоду развития, обусловив формирование по обеим сторонам Трансконтинентального свода трогообразных впадин типа бельтско-парсельских и апалачских. Многоэтапное развитие этих прогибов оказалось более интенсивным к юго-востоку от Трансконтинентального свода, завершившись складчатостью и консолидацией в конце палеозоя — начале мезозоя. Развитие прогибов в системе Кордильер затянулось до середины и конца мезозоя, а в юго-западном окончании Трансконтинентального свода — до кайнозоя, совмещаясь, с одной стороны (невадийская фаза), с концом апалачской орогении, с другой (ларамийская фаза) — с началом нового (четвертого) периода альпийской активизации Тихоокеанского пояса. На востоке четвертый период начался, очевидно, во второй половине мезозоя в связи с постепенным (начиная с узкого осевого трога) разрастанием области океанической коры Атлантики. Учитывая современные исследования шельфовых зон и данные океанологов, можно полагать, что системы прогибов Аппалачей и Кордильер возникли как внутрикратонные прогибы, что обусловило отсутствие сиалического фундамента только в относительно узких эвгеосинклинальных областях.

От начала к концу каждого периода: уменьшается относительная роль океанического субстрата коры в областях активного развития, активные процессы смещаются во все более стабильные до этого и относительно приподнятые области континентальной коры, возрастает относительная роль гранитов в общей массе магматических продуктов и их продуктивность. Одновременно в качестве преобладающих производных гранитоидов высокотемпературные пегматиты уступают место низкотемпературным, а затем грейзеновым пневматолит-гидротермальным месторождениям.

В формировании североамериканских складчатых поясов важная роль принадлежит блоковым движениям при ведущей роли субортогональной (СВ 30—50° и СЗ 310—330°) системы разломов фундамента,

определивших, в частности, продольные и поперечные границы структурных зон и областей с различным характером осадконакопления, складчатых, горообразовательных и магматических процессов. Пространственное положение, взаимосвязь и характер структурных зон и линий иных направлений позволяют предполагать существование структурных узлов и механизма их формирования, в принципе аналогичных рассмотренным в обрамлении Сибирской платформы (см. фиг. 1).

С различными особенностями развития поперечных инфраструктурных областей и зон, видимо, связаны разновременность и разнородность проявлений фаз складчатости и магматизма в продольных областях и зонах. Повсеместно завершающие процессы складчатости и магматизма осевых областей сопровождались активизацией седиментационных и вулканических процессов в их обрамлении и во внутренних поднятиях, сменяясь затем складчатостью и формированием гранитоидов при последовательной миграции всех этих процессов по латерали от осевых прогибов в глубь все более стабильных до этого блоков и областей. В том же направлении гранитоиды изменяются от крупных складчатых батолитов до четко интрузивных межформационных массивов, лакколитов, факолитов и т. п., а по составу — от основных к кислым и щелочным.

Инфраструктурными областями с наименее нарушенным кристаллическим фундаментом, испытавшим в среднем наиболее устойчивую тенденцию к относительному воздыманию, очевидно, являются Йеллоунайф-Байзер и Сьюпериор-Колорадо, а на востоке — алабамско-каролинская и Северная поперечные области Аппалачей, разделенные активной областью Пенсильвании. К этим областям в наибольшей мере тяготеют месторождения гранитоидного ряда с литофильной редкометальной и олово-вольфрамовой, а к разделяющим их поперечным областям — с доминирующей халькофильной минерализацией. В пределах этих областей продуктивные гранитоиды тяготеют к приподнятым блокам фундамента, особенно в районах пересечения разломов. Некоторые из этих блоков (Колорадо, Мохаве, ряд блоков Новой Англии и др.) сохраняли относительно приподнятое положение с глубокого докембрия.

В целом магматизм литофильных провинций определяет широкое развитие гранитоидов и ограниченное — догранитоидных продуктов. При этом гранитоидам свойственны широкие вариации текстурно-структурных особенностей и состава, нередко с фациальными переходами от габбро до аляскитов и сиенитов, при доминирующей роли гранодиоритов и монзонитов. Большинство продуктивных гранитоидов малоглубинны, сформировались под экраном сравнительно слабо деформированных (до внедрения гранитоидов) субплатформенных и платформенных отложений. С гранитами связаны пегматиты, грейзены и иные пневматолит-гидротермальные типы производных.

На основе принятых параметров геологических ситуаций рассмотренные районы могут быть расположены в следующих последовательных рядах: в докембрийском Трансконтинентальном своде: Блэк-Хиллс → район плато Колорадо; в Аппалачах: Голубые горы → Королевские горы → Алабама → Новая Англия; в Кордильерах: Бигхорн → Сан-Диего → район плато Колорадо; в едином ряду: Голубые горы → Королевские горы → Блэк-Хиллс → Сьюпериор → Алабама → Новая Англия → Сан-Диего → докембрийская, затем кайнозойская ситуации плато Колорадо. В Аппалачах, южнее Пенсильвании, пегматиты — практически единственные продуктивные производные гранитов, в Блэк-Хиллс и Сьюпериор они доминируют, а в Новой Англии развиты примерно равноценно с пневматолит-гидротермальными месторождениями, доминирующими в Кордильерах. В указанной последовательности высокотемпературные пневматолит-гидротермальные месторождения

с оловянной, а затем с олово-вольфрамовой минерализацией сменяются все более низкотемпературными с молибденовой и смешанной минерализацией. В той же последовательности при общем структурном контроле пегматитовых поясов и полей линейными зонами все более четко проступает роль поперечных структур вплоть до примерно равной с продольными, что, однако, наиболее свойственно районам формирования высокотемпературных пневматолит-гидротермальных месторождений.

## ЮЖНАЯ РОДЕЗИЯ И НИГЕРИЯ

В дополнение к изложенным выше материалам приводятся краткие сведения по областям, представляющим особый интерес в связи с формированием в них уникальных пегматитовых и редкометалльно-гранитных месторождений.

Африканский материк, по мнению его исследователей, — огромный щит с раннеархейским кристаллическим фундаментом, разбитым на блоки, которые сохраняли активность в различных областях Южной части платформы («подвижная платформа», по В. Е. Хаину) в течение ряда тектоно-магматических циклов докембрия. Узкие трогообразные прогибы выполнены зачастую мощными осадочно-вулканогенными толщами, испытывавшими в разное время складчатость и метаморфизм в связи с формированием гранитоидов. Разломы фундамента в ограниченных прогибах («шарнирные зоны» по Броку) не всегда проявлены в перекрывающих фундамент толщах, но фиксируются геофизическими методами (Врокс, 1955), относясь преимущественно к субортогональной системе северо-восточных и северо-западных разломов.

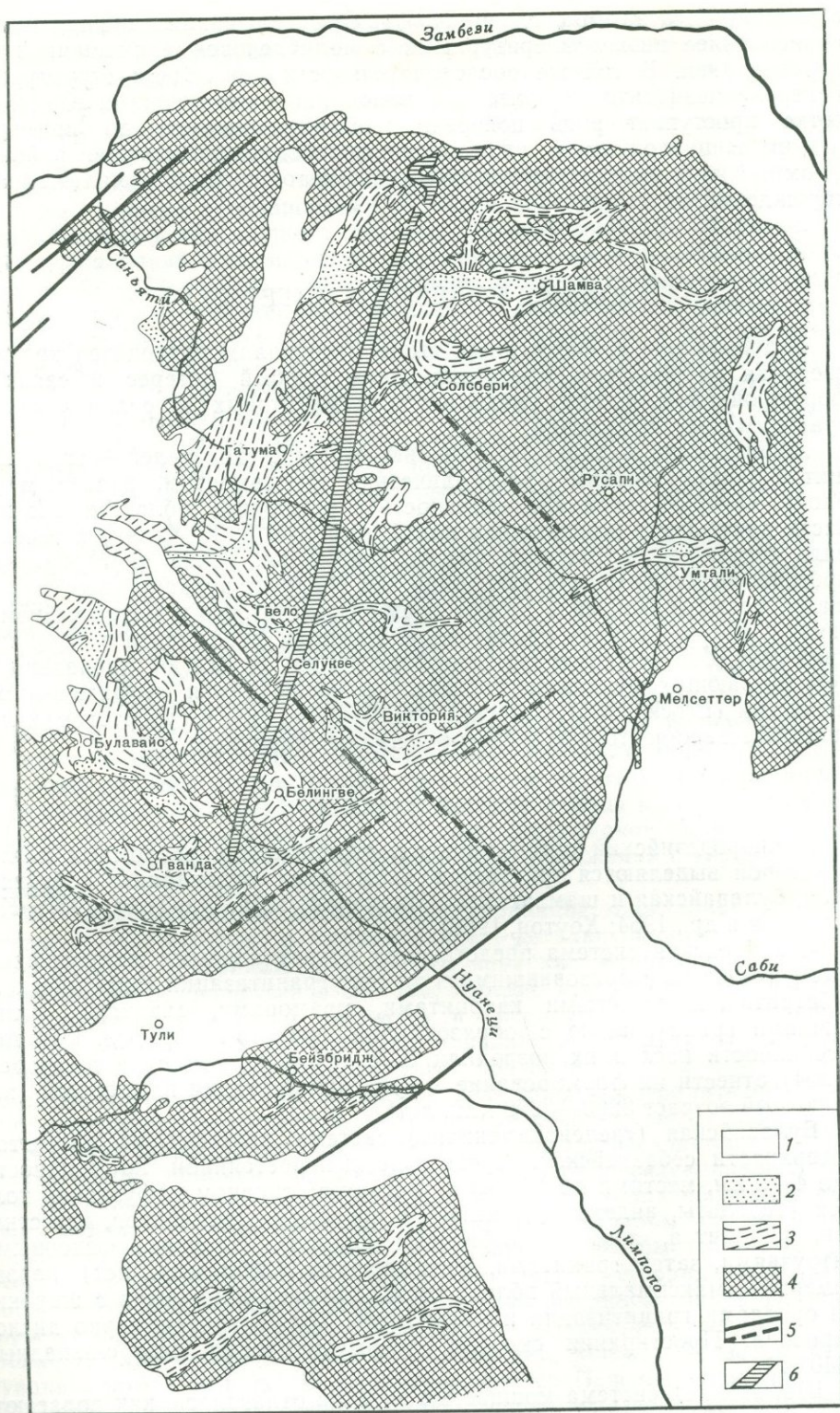
### ЮЖНАЯ РОДЕЗИЯ

Южнородезийский щит — крупная, ограниченная разломами плита, в которой выделяются три толщи «комплекса основания»: себаквейская, булавайская и шамвайская (Macgregor, 1956; Дю-Тойт, 1957; Колотухина и др., 1964; Хоутон, 1966).

Себаквейская система представлена магнезиальными метаморфическими толщами (образовавшимися за счет гранитизации симатического субстрата), железистыми кварцитами, мраморами, сланцами, испытывавшими гранитизацию с образованием гранито-гнейсовых куполов. Особенности последних позволили С. Е. Колотухиной и ее соавторам (1964) отнести их формирование к нуклеарной стадии платформы (абсолютный возраст 3200—3390 млн. лет).

Булавайская («зеленокаменная») система залегает на размытой поверхности себаквейской. Представлена непостоянной по мощности (до 4—6 км, местами до 12 км) и составу в основном эффузивной толщей (базальты, андезиты, дациты), с прослоями песчаников, известняков, кварцитов, яшм и графитовых сланцев. Прорвана основными интрузиями, затем гранитами. Метаморфизм (2850 млн. лет) неравномерный, максимальный вблизи соскладчатых гранитоидов с широкими ореолами гранитизации и мигматитов. Толща неравномерно дислоцирована. Простираения складок преимущественно северо-западные (340°).

Шамвайская система мощностью до 3 км отлагалась, как полагают, в континентальных трогах, расчленивших себаквейско-булавайский фундамент (Хоутон, 1966). Подразделяется на две свиты, разделенные слабым несогласием: нижнюю (песчаники, аркозы, граувакки с конгломератами в основании) и верхнюю (филлитовую). Нижняя свита



Фиг. 11. Родезийский щит

1 — послешамвайские сублатформенные и платформенные отложения; 2 — шамвайские толщи; 3 — булавайские метаморфические толщи; 4 — граниты и гнейсы фундамента; 5 — зоны разломов фундамента, прослеженные и предполагаемые; 6 — Великая дайка Родезии

неравномерно (в основном слабо) метаморфизована (2650—2750 млн. лет).

Выше комплекса основания залегает вулканогенная свита Деверас. Ее или сопоставляют с системой Вентерсдроп Трансвааля, несогласно перекрывающей отсутствующую в Родезии систему Витватерс-Ранд (1913—2020 млн. лет), или же относят к низам системы Ламагунди (карбонатно-терригенная толща мощностью до 4 км). Последнюю сопоставляют с аналогичными платформенными отложениями трансваальской системы, прорванными интрузиями бушвельдского комплекса (1950 млн. лет, Nicolaysen а. о., 1958), аналогами которого считают породы Великой дайки Родезии. Наиболее ранние отложения палеозоя или позднего протерозоя — пологозалегающая неметаморфизованная песчано-сланцевая система Умкондо.

Общие структурные особенности рассматриваемой территории (фиг. 11) в добушвельдское время определяются преобладанием северо-восточных и северо-западных структурных направлений, обусловивших интенсивные дислокации шамвайских отложений в узких надразломных зонах.

Гранитоиды (абсолютный возраст 2500—2650 млн. лет, Holmes, Saheп, 1957), с которыми связаны радкометалльные пегматиты, интродуцируют булавайскую и низы шамвайской системы вдоль разломов фундамента, слагая крупные субсогласные нередко пластовые межформационные тела, деформирующие кровлю с образованием куполов. Массивам свойственны широкие экзоконтактные ореолы послонных инъекций и мигматитов. В районах резких перегибов простирающейся толщи (Гвело, Селукве, Гванда, Виктория и др.) интрузия сопровождается «малыми батолитами» (Дю-Тойт, 1957) представляющими нередко апофизы крупных массивов, их куполовидные выступы, штоки и субсогласные дайкообразные тела. Будучи эффективно экранированными шамвайской толщей, гранитные массивы формировались на глубине порядка 3 км, а возможно, и 1,5—2 км, если принять во внимание несогласие между верхней и нижней свитами шамвайской толщи.

Главная масса гранитоидов — гнейсовидные, массивные и порфиroidные породы от габбро-диоритов и тоналитов до кислых гранитов при преобладании гранитов, обогащенных натрием. «Малые батолиты» еще более обогащены натрием и представлены четко раздифференцированными преимущественно фациальными разновидностями адамелитов, кварцевых диоритов, монзонитов, кварцевых порфиров, двуслюдяных, мусковитовых и мусковит-альбитовых гранитов, реже сиенитов. Структура пород — от тонко- до крупнозернистой, часто порфиroidная, аплитовая, гранофировая. Характерны полосчатые текстуры, в том числе в фельзитах, приуроченных к апофизам и участкам выклинивания, малых батолитов. В целом гранитоиды обогащены Sn, W, Ta, Nb, Li, Cs, Rb, Au, а также P, Be, V, OH.

С поздними фазами и фациями малых батолитов кроме пегматитов и аплитов связаны месторождения, относимые к грейзеновому (мусковитовому и лепидолитовому) и кварцево-жильному типам с оловянной и олово-вольфрамовой минерализацией (Виктория, Гатума, Гвело, Барбертон и др.), с бериллиевой, амблигонитовой, колумбитовой и микролитовой минерализацией (Умтали, Мелсеттер); месторождения драгоценного аквамарина, гелоидора, рубеллита (восточнее Мелсеттер) в шлировидных обособлениях и пустотах гранитов и пегматитов; кварцево-сульфидные жилы с золотом. Пегматитовые поля, кроме уникального месторождения Бикита (низкотемпературные литиеносные пегматиты), известны в районе Солсбери и Мтоко (слюдисто-кварц-альбитовые с бериллом и лепидолитом, содержащие сподумен, берилл, танталит, микролит), в Гвело (лепидолит-альбит-кварцевые жилы), Ванкие, Шамва

(протяженные жилы с оловянной, танталовой и вольфрамовой минерализацией) и других областях. В целом месторождения, относимые к грейзеновым типам, обогащены минералами и элементами, свойственными пегматитам, пегматитовые же или полевошпат-кварцевые жилы — минералами грейзеновых ассоциаций.

## НИГЕРИЯ

Общая позиция нигерийских гранитоидов, рассмотренная в сводной работе С. Е. Колотухиной и др. (1964), определяется положением этих гранитоидов в Северной части Африканской платформы, отделенной от Южной «линией Камеруна» и отличающейся более однородным фундаментом, подразделяемым на две толщи: Суггарий (Дагомий) и Фарузий. Консолидация первой сопоставляется с консолидацией древнейших толщ Южнородезийского щита. Затем размытая поверхность суггарийского кратона была частично перекрыта вулканогенно-терригенными отложениями Фарузия, накопившимися в изолированных трогеобразных впадинах и «рвах». Отложения Фарузия сопоставляются с отложениями Барримия Дагомеи, которые претерпели складчатость и метаморфизм 2200 млн. лет назад (Lelubge, 1962). Но в Южном Марокко и Западной Сахаре возраст метаморфизма соответствующих толщ 1650 млн. лет (Sahen, 1961).

Палеозойские отложения отсутствуют на большей части Нигерийской территории. На сопредельных территориях к нижнему палеозою и позднему докембрию относят метаморфизованные лагунно-континентальные (с риолитами в основании) отложения Нигрития мощностью порядка 2 км.

Мощная мезозойская (преимущественно меловая) толща сланцев с прослоями песчаников и известняков выполняет грабенные структуры Бенуэ, Гонголы и Нигера, ориентированные согласно древнейшей субортогональной системе разломов фундамента.

Как и повсеместно в Северной Африке, в Нигерии выделяются комплексы Древних и Молодых гранитов. Первые синхронны складчатости и метаморфизму толщ Фарузия. Возраст вторых определяется лишь радиологическими методами — 485 млн. лет на плато Джос и 540—435 млн. лет в Судане (Holmes, Sahen, 1957) — и соответствует позднепротерозойскому тектоно-магматическому циклу, активное развитие которого, однако, известно пока лишь далеко на востоке, в районе Красного моря, где выделяются ранние соскладчатые граниты Шэт с абсолютным возрастом 1000 млн. лет и наиболее поздние граниты Гаттария — 600—480 млн. лет (Колотухина и др., 1964). Между тем в последнее время Молодые граниты Нигерии нередко относят к мезозою (Апельцин, Фельдман, 1958; Тугаринов, 1965; Wright, 1970, и др.). По данным А. И. Тугаринова, на плато Джос возраст Молодых гранитов 130, а Древних — 500 млн. лет. Если это так, то фарузийские толщи Нигерии окончательно консолидировались только в конце протерозоя, формирование же Молодых гранитов сопоставимо с заключительными этапами развития мезозойских грабенов.

Как бы то ни было Молодые граниты локализованы в районах пересечения крупных линеаментов субортогональной системы в пределах обширных областей, которые испытывали относительное воздымание с конца суггарийского времени и, вероятно, были перекрыты к моменту внедрения гранитов горизонтальными пластичными отложениями очень малой мощности. Каких-либо заметных проявлений последокембрийского магматизма, предшествующего гранитоидам, неизвестно. Иными словами, общая ситуация формирования Молодых гранитов плато Джос, Аир, Адрар Ифорасов и Ахагар в какой-то мере близка к ситуации формирования платформенных базальтово-щелочных комплексов.

Наиболее полно описаны Молодые граниты плато Джос (Jacobson а. о. 1958; Северов, 1960; Колотухина и др., 1964). Плато — расположенный на северо-западном продолжении Убендийского поперечного линеймента, ограниченный взбросами блок фундамента размером  $400 \times 170$  км и возвышающийся на 600—800 м над окружающей равниной. В пределах плато известно более 40 массивов («комплексов») преимущественно кольцевого строения, связанных с кальдерами проседания и сходных, по мнению Джекобсона, с массивами Уайт-Маунтин Новой Англии (США), являясь лучшим в мире примером образований подобного типа.

Массивы размером от 900 до 3—5 км<sup>2</sup> секут «комплекс основания». В сложении концентрически-зональных, реже горизонтально-слоистых массивов участвует множество пород, различающихся не только химическим и минеральным составом, но прежде всего текстурно-структурными особенностями. Все они объединяются в следующие группы: ранние и поздние риолиты, пирокласты, биотитовые граниты и монцитониты, амфибол-пироксеновые, рибекитовые и альбит-рибекитовые граниты, щелочные породы основного и среднего состава. Между всеми группами пород наряду с интрузивными контактами характерны фациальные взаимопереходы. Относительно преобладающей последовательности формирования массивов от риолитов к биотитовым, а затем к рибекитовым и рибекит-альбитовым гранитам мнения различных авторов совпадают, однако они расходятся в отношении места в этой последовательности щелочных пород основного и среднего состава. Одни авторы ставят эти породы в начало последовательного ряда, другие — в конец, указывая на то, что они секут риолиты, а изредка и граниты. Амфибол-пироксеновые граниты считаются близкими по составу к родоначальной магме, дифференциатами которой являются все остальные разновидности пород.

Риолиты, представляющие 19% общего объема пород, сходны или аналогичны по химическому составу биотитовым гранитам. Ранние риолиты (трещинные или жерловые фации) разнообразны и по составу, и особенно по структуре (от стекловатой до порфировой и сферолитовой). Они отличаются наличием трубок взрыва, широким развитием эксплозивных автобрекчий и туфов, местами насыщенных гематитом, полосчатых и флюидалных текстур с согласной ориентировкой порфириковых вкрапленников ортоклаза и плагиоклаза. Редкие темноцветные минералы обособляются в небольших слабо раскристаллизованных агрегатах. Поздние риолиты более однородны, лучше раскристаллизованы, в них преобладает порфиритовое сложение при микрокристаллической основной массе, в изобилии содержащей тонкораспыленные окислы железа. Довольно часты постепенные переходы риолитов в граниты.

Амфибол-пироксеновые граниты слагают кольцевые дайки, реже — центральные массивы и штоки, являясь наиболее неоднородными по составу и текстурно-структурным особенностям. Наиболее характерный аксессуарный минерал — ильменит; характерны: сфен, ортит, циркон, алланит, реже апатит и фергюсонит; содержания лития — 5—53 г/т (Bowden, 1966).

Биотитовые и биотит-альбитовые граниты слагают центральные массивы, реже — кольцевые дайки; сравнительно постоянны по составу и текстурно-структурным особенностям при доминанте участкового и полосчатого сложения за счет различных соотношений калиевых и натриевых полевых шпатов. Слюды представлены лепидомеланом, содержащим (в %):  $Li_2O$  — 0,8—1,9, F — 4,0—5,0. Из аксессуарных минералов в промышленных или близких к ним концентрациях, преимущественно в грейзенизированных биотит-альбитовых гранитах, содержатся: касситерит, колумбит, монацит, торит; присутствуют: циркон, ильменит, магнетит.

Рибекитовые и рибекит-альбитовые граниты слагают небольшие самостоятельные тела и фациальные обособления среди биотитовых гранитов (реже — кольцевые дайки). Они резко непостоянны по составу (различные соотношения полевых шпатов, кварца, темноцветных и фторсодержащих минералов) и текстурно-структурным особенностям; «обычно содержат весьма эффективные краевые фации пегматитов с кристаллами рибекита до 10 см» (Jacobson а. о., 1958, р. 17), которые чередуются с тонкозернистыми полосами плагиоклазовых гранитов, содержащих отдельные крупные кристаллы ортоклаза и рибекита. Преобладающие акцессорные минералы: томсонит, флюорит, торит, оранжит. Рибекит-альбитовые граниты содержат до 630 г/т Li при среднем содержании 112 г/т (Bowden, 1966); в рибеките — до 0,56%  $\text{Li}_2\text{O}$ . Некоторые исследователи рассматривают рибекит-альбитовые граниты как особую рудоносную «натровую фазу» или фацию гранитов. По мнению Джекобсона (1958, стр. 19), «текстура, состав и необычный набор акцессорных минералов заставляют предполагать, что рибекит-альбитовые граниты близки к пегматитам (have a close affinity to pegmatites)».

Среди связанных взаимопереходами щелочных пород основного и среднего состава преобладают сиениты, в меньшей мере — долериты, слагая небольшие дайки, секущие риолиты, реже граниты. Иногда они слагают кольцевые дайки или их отдельные участки, местами с постепенными переходами в граниты. Кварц содержится лишь в виде вростков в калишпатах, почти не содержащих пертиты плагиоклаза, в отличие от иных разновидностей пород. Долеритам свойственна сильная соосюритизация и урализация.

Кроме рибекитовых гранитов и гранит-пегматитов с апикальными выступами биотитовых и особенно биотит-альбитовых гранитов связаны фациальные преимущественно полосовидные обособления «друзовых пегматитов» (в массиве Амо они переходят в секущие жилы), участки миаролитового и занорышевого сложения, грейзеновые и кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом, а также с молибденитом, цирконом, обильными окислами железа (до 2—3%), иногда с небольшим количеством сульфидов Fe, Cu, Zn, Pb. Наиболее широко распространены грейзены, часто с осевыми существенно кварцевыми зонами, содержащими миаролы и пустоты с кристаллами кварца, касситерита и других минералов (Щерба и др., 1967). В грейзенах полностью отсутствует турмалин, крайне редок берилл; количество касситерита достигает нескольких процентов, содержания Nb — до 300 г/т, Ta — до 200 г/т (концентрируются преимущественно в касситерите); светлые слюды содержат:  $\text{Li}_2\text{O}$  — 0,45%,  $\text{Rb}_2\text{O}$  — 0,15% и пылевидные включения рудных минералов. В целом для гранитоидов характерны высокие содержания Si, Ti, Zr.

От ранних к поздним фазам гранитов последовательно снижаются количества Ca и Mg при общем невысоком содержании последнего (в отличие от железа). Гранитам свойственны очень высокие содержания OH и особенно F, сравнительно высокие — P и резко пониженные Be и особенно В, высокие содержания Ca, Na, K, а также Li и Cs, особенно в грейзеновых слюдах. От биотитовых гранитов к альбитовым и далее к грейзенам отношения Nb : Ta изменяются соответственно от 25 : 1 к 5 : 1 и 3 : 2. Минералы W и Mo, концентрируясь в грейзенах, практически отсутствуют в гранитах; касситерит также тяготеет к грейзенизированным участкам гранитов. В целом весьма примечательна неопределенность общего генетического типа рудоносных производных гранитов, при которой в отдельных массивах или их участках неравномерно сочетаются признаки редкометальных и камерных пегматитов, грейзенов, кварцево-жильных проявлений и наиболее отчетливо — редкометальных гранитов. К числу поздних производных Молодых гранитов, видимо, следует отнести также дайковые тела сиенитов и долеритов, резко обо-

гашенных ОН, Р, С. Количество пироксенов в этих дайках (20—25%) соответствует их количеству в сподуменсодержащих зонах и комплексах литиеносных пегматитов.

Формирование Молодых гранитов связывают с воздыманием глубоких поднятий плато, интенсивность которого особенно велика в случае мезозойского возраста гранитов и сопоставления поднятий с обрамляющими их грабенами. По мнению Джекобсона и многих других исследователей, первоначальная разрядка напряжений малоглубинных очагов гранитной магмы привела, с одной стороны, к формированию покровных или экструзивных горизонтально-пластовых тел риолитов под исключительно маломощным чехлом пластичных отложений, с другой — к проседанию кальдер и дальнейшей интрузии гранитов, экранируемых, однако, уже и риолитами. Разрядка динамических напряжений определялась развитием самого магматического процесса непосредственно в районе формирования данного массива (комплекса) без заметного влияния каких-либо более общих тектонических процессов.

## ОБЩАЯ КЛАССИФИКАЦИОННАЯ СХЕМА

---

Очевидно, значительная часть региональных особенностей геологических условий формирования пегматитоносных гранитов связана с необходимостью рассмотрения современных общих представлений о тектоно-магматических циклах, типах структур, о различных магматических формациях, их взаимосвязях и т. д. Однако прежде целесообразно рассмотреть некоторые общие положения, вытекающие из изложенного материала.

Закономерности регионального структурного контроля гранитов и связанных с ними пегматитов во многом сходны, несмотря на различия во времени проявления, масштабах, длительности и особенностях развития соответствующих тектоно-магматических циклов. Повсеместно продуктивные гранитоиды тяготеют к относительным поднятиям с жестким (преимущественно архейским) основанием, отличавшимся длительной тенденцией к воздыманию при сравнительно слабом догранитоидном магматизме в течение как данного, так и предшествующих циклов. При определяющей региональной роли древнейшей субортогональной системы продольных и поперечных разломов фундамента непосредственный контроль продуктивных гранитов нередко осуществляется более молодыми (обычно синхронными с интрузией) нарушениями, оперяющими древние. Пликативный контроль связан с изгибами простираний и различными типами складок, отражающих поднятия фундамента разных порядков. В целом складчатые структуры всегда согласны с контурами блоков древнего фундамента при наиболее интенсивных складчатых деформациях и метаморфизме в областях и зонах, расположенных между жесткими блоками и особенно вдоль их ограничений. Четкость этой соподчиненности пропорциональна относительной роли древних консолидированных блоков коры в пределах данного региона.

Возникшая в архее субортогональная система разломов наиболее четко проявлена в древних платформенных щитах, но последовательно искажается и усложняется от цикла к циклу в активных областях в связи с возникновением оперяющих и сопряженных структур, среди которых все большее значение приобретают субширотные и субмеридиональные направления, становясь в ряде случаев определяющими. Но влияние субортогональной системы всегда сохраняется в пределах блоков коры с древним кристаллическим фундаментом.

Как отмечает А. И. Гинзбург (1961), пегматитовые пояса контролируются, как правило, линейными зонами продольных осевых глубинных и оперяющих их разломов. Поля в пределах поясов и участки в пределах полей тяготеют к районам пересечения продольных зон поперечными. В отличие от жильных пегматитов, камерные пегматиты, грейzenовые и редкометаллогранитные типы литофильных месторождений расположены преимущественно в удалении от осевых зон, тяготея к пересечениям более или менее равноценно проявленных разломов фундамента.

Различные сульфидные и полиметаллические месторождения связаны с гранитоидами сравнительно основного состава, локализованными в блоковых областях, с тенденцией к относительному прогибанию в период, предшествующий формированию гранитоидов, при более или менее

широком развитии догранитоидных и комагматичных эффузивов преимущественно среднего, отчасти основного состава. Но продуктивные гранитоиды в пределах этих областей также тяготеют к локальным блоковым поднятиям. Причем с увеличением размеров последних, ростом тенденции к длительному воздыманию и уменьшением количества догранитоидных магматических продуктов в пределах поднятий формируются все более кислые граниты, сопровождающиеся производными с переходной халькофильно-литофильной или преимущественно литофильной минерализацией.

Таким образом, наряду с контрастностью общих свойств областей локализации халькофильных и литофильных, а также различных генетических типов месторождений гранитоидного ряда между ними существуют промежуточные типы, формированию которых соответствуют промежуточные геолого-структурные условия и особенности магматизма. В ряде областей, которым свойственны низкотемпературные типы пегматитов в смежных структурных зонах и даже в соседних участках единого гранитоидного массива формируются различные генетические типы производных, нередко с весьма несходной рудной специализацией.

Все перечисленные общие закономерности выдерживаются не только в сравниваемых, но и в любых других известных автору регионах, равно как и общий характер и направленность изменения особенностей гранитоидов и их производных в последовательных рядах ситуаций отдельных регионов и областей в зависимости от принятых нами главных геологических факторов.

В определении существа последних автор, опираясь на представления ряда исследователей (Гинзбург, 1952; Власов, 1956; Гинзбург, Родионов, 1960; Горжевский, Козеренко, 1963, и др.), считает, что в общем случае кристаллический фундамент и иные жесткие породы являются областью резких разрядок напряжений, возникновения субвертикальных зон проницаемости магмы и ее продуктов и соответствующих перепадов давлений и температур; пластичные толщи в зависимости от своих механических и структурных свойств более или менее эффективно экранируют интрузию и стабилизируют режим процесса; близость крупных осевых разломов и (или) широкое развитие магматизма, предшествующего гранитоидам, снижает энергетические и вещественные ресурсы очагов их формирования. Длительность относительно приподнятого положения стабильных и достаточно крупных блоков коры и отсутствие догранитоидного магматизма в их пределах благоприятствует формированию гранитоидных очагов. Особенности и масштабы формирования этих очагов зависят от интенсивности тектоно-магматических процессов осевых эвгеосинклинальных зон и в свою очередь определяют характер и эффективность вертикальных движений локализирующих их относительно стабильных областей и зон, а следовательно, и особенности седиментационных процессов в их пределах (Недумов, 1965<sub>2</sub>; Недумов и др., 1969, 1972).

Все эти факторы, характеризующие в совокупности специфику любой конкретной геологической ситуации, независимы от времени и места действия, т. е. допускают сопоставление любых объектов в единой генетической схеме. При этом в каждом из рассмотренных регионов в последовательных рядах ситуаций, отражающих: увеличение относительной роли блоков фундамента, их относительной стабильности, длительности и устойчивости тенденции к воздыманию; уменьшение мощности пластичных толщ и степени их складчатых деформаций; возрастание числа локальных перерывов и несогласий; удаленность от осевых эвгеосинклинальных зон и относительное запаздывание гранитоидного магматизма; уменьшение объема догранитоидных магматических продуктов в районах формирования гранитоидов и в пределах всего региона; возрастающую контрастность механических свойств фундамента и перекрывающих

отложений; убывание активности и длительности тектонических процессов,—последовательному изменению всех этих основных параметров соответствует одинаковая направленность в изменении особенностей гранитоидов и их производных. Однако если в протерозойском обрамлении Сибирской платформы начальным членам последовательного ряда свойственны высокотемпературные пегматиты и мигматиты, а конечным — низкотемпературные, то в Забайкалье или в Канаде начальные члены ряда — средне- или низкотемпературные пегматиты, а конечные — пневматолит-гидротермальные производные гранитов; в Аппалачах начальные члены ряда — среднетемпературные пегматиты, конечные — низкотемпературные пегматиты и грейзены и т. д. Соответствующим образом по главным геологическим факторам сопоставимы и геологические условия последовательных рядов ситуаций рассмотренных регионов. Иными словами, последовательные ряды локальных ситуаций рассмотренных регионов могут быть расположены параллельно, регионы же в целом составят примерно следующую последовательность высшего порядка: протерозойды Сибири → Аппалачи → Сьюперитор → Забайкалье → Памир → Родезия → Центральные и Южные Кордильеры → Нигерия.

Такая взаимодополняющая сопоставимость позволила разработать «скользящую» общую классификационную схему зависимости от геологических условий особенностей гранитоидов, пегматитов и некоторых иных генетических типов производных гранитоидов (Недумов, 1965, 1974), дополненный и уточненный вариант которой приведен в табл. 5. Число типовых ситуаций скользящей схемы может при желании быть значительно увеличено, так как между каждой из них существуют любые промежуточные, особенно в районе VIII и XII ситуаций. Но ни в одном конкретном регионе принципиально невозможна реализация всего ряда ситуаций, зависящих от сочетания взаимоисключающих особенностей всех периодов цикла развития геологической среды и магматизма.

Из эмпирических закономерностей классификационной схемы следует, что изменения в развитии магматического процесса в интервале ситуаций I—XII выражаются: в увеличении числа фазовых и фациальных разновидностей гранитоидов и их общей кислотности и щелочности; в возрастающей четкости интрузивного процесса и обособленности массивов, в уменьшении глубины их становления и последовательном изменении ряда других признаков. Примечательны: аномальное для общей последовательности сокращение разновидностей гранитов в ситуации IX и отсутствие или резко ограниченное развитие жильных проявлений в ситуациях VIII и IX; последовательное возрастание роли двуслюдяных гранитов — сначала плагиоклаз-микроклиновых, затем микроклиновых в интервале I—VII и мусковитовых, а затем мусковит-альбитовых в интервале VIII—X. При общей последовательности развития гранитоидов в каждой ситуации от более основных к кислым и щелочным для интервала IV—XII характерны наиболее поздние породы среднего состава; послеpegматитовые преимущественно диабазовые дайки — в ситуациях IV—VII; сопровождаются сульфидной минерализацией гранодиоритовые или диоритовые дайки и «малые интрузии» в ситуациях X—XII. Единственными продуктивными производными гранитов в интервале I—VII являются пегматиты; сначала фациальные высокотемпературные (I), затем жильные с максимумом развития в ситуации V. В ситуациях VIII и IX формируются вновь фациальные, но низкотемпературные камерные или шпировидные пегматиты и редкометалльные граниты. Редкометалльные, в том числе литиеносные, пегматиты свойственны ситуациям IV—VII, причем литиево-слюдистая минерализация нередко сохраняется в ситуации VIII. Кварцево-жильные, грейзеновые и постмагматические процессы завершают развитие пегматитов, нарастая сначала от I к III, затем от IV к VII ситуации, нередко выполняя в последней объемы жильных тел, соизмеримые с собственно пегматитовым выполнением. Пост-

Таблица 5

		Типовые ситуации											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Гидротермы													
Пневматолиты													
Грейзены													
Пегматиты	Низкотемпературные												
	Среднетемпературные												
	Высокотемпературные												
Постмагматические проявления	Эксплозивные брекчии												
	Миаролы полости												
	Грейзены												
	Альбитизация												
Характерные элементы поздне- и постмагматических процессов													
Позднемагматические проявления	Дайки 2-го этапа												
	Жильные граниты, аплиты												
	Жильные гранит-пегматиты												
	Редкометалльные граниты												
	Фациальные гранит-пегматиты												
	Фациальные пегматиты												
Интервал: граниты-продуктивный участок (в км.)		0-0,5	0,2-1,0	0,5-1,5	1,0-2,5	0,5-2,0	0,3-1,5	0,1-0,7	0	0	0-1,0	0-2,0	0-0,3
Особенности гранитоидов	Эффузивные	Эффузивные											
		Порфировидные											
		Массивные											
		Разгнейсованные											
		Дискордантные											
		Соскладчатые											
		Палингенные											
	Фазы и фации	Диориты											
		Мусковит-альбитовые граниты											
		Мусковитовые граниты											
		Двуслюдяные граниты											
		Биотитовые граниты											
		Монциты, тоналиты											
		Диориты плаггиограниты											
		Габбро											
	Характерные акцессорные минералы	Циркон											
		Сфен											
		Апатит											
		Ортит											
		Турмалин											
Моноцит													
Ильменит													
Лейкоксен													
Сульфиды													
Берилл													
Сподумен													
Колумбит													
Касситерит													
Вольфрамит													
Флюорит													
Топаз													

Примечание. Здесь и далее в табл. 5, 14, 17 и 18 приняты следующие обозначения в графах: одна черта — минимальная роль стадии или этапа (фазы, минерала, соединения, элемента и т. д.), две черты — средняя, три — максимальная

магматические процессы поздних фаз гранитов нарастают постепенно от IV к VII ситуации, затем — резко в ситуациях VIII и X, становясь продуктивными и последовательно смещаясь в область экзоконтактов, но далее фиксируясь (XI и XII) на все большем удалении от гранитов. Нарастающее проявление миарол поздних фаз (VII—X) сменяется эксплозивными проявлениями, экструзивными и эффузивными фациями. В ситуациях XI и XII пневматолит-гидротермальные проявления — единственные продуктивные производные гранитоидов с ведущей оловольфрамовой (XI) и сульфидной (XII) минерализацией. Низкотемпературные жильные гранит-мегматиты, сопоставимые с высокотемпературными гранит-пегматитами и гигантомегматитами ситуации I, нередко разделяют граниты и пегматиты в ситуациях VI и особенно VII; иногда завершают магматический процесс (VIII). Для ситуаций X—XII характерны жильные гранитоиды, с которыми нередко пространственно связаны пневматолит-гидротермальные производные гранитов.

## ХАРАКТЕРНЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ниже приводится краткая характеристика некоторых наиболее продуктивных объектов, соответствующих типовым или промежуточным ситуациям классификационной схемы. Полная сопоставимость любого конкретного объекта с типовой ситуацией классификационной схемы заведомо исключается, как и в любой формализованной схеме развития сложной многоступенчатой системы.

**Плаггиоклаз-микроклиновые пегматиты.** Эти свойственные ситуации III пегматитовые поля формируются в областях распространения как слудоносных, так и в областях наиболее высокотемпературных редкометалльных пегматитов, характеризуясь при этом особенностями, сближающими их или с теми, или с другими.

В Сибири одно из таких полей связано с отчетливо интрузивным, но в основном конкордантным массивом преимущественно биотитовых гранитов. Его отдельные апофизы представлены гранит-пегматитами, количество пегматитовой составляющей в которых последовательно возрастает по простираанию вплоть до обособления самостоятельных кварц-плаггиоклаз-микроклиновых пегматитовых жил.

По удалении от гранитов вскрываются крутопадающие жильные пегматитовые серии. На среднем по их простираанию интервале во внутреннем строении жил от их периферии к осевым частям наблюдается следующая смена зон: 1) аплитовидная кварц-микроклин-олигоклазовая оторочка (10—15 см) с биотитом, мусковитом, турмалином, гранатом, апатитом (местами она кварц-турмалиновая или кварц-мусковитовая); 2) пегматит гранитной структуры примерно того же состава, что и оторочка, но с большим количеством микроклина и мусковита; 3) мелкоблочковая кварц-олигоклаз (альбит-олигоклаз)-микроклиновая зона с мусковитом, турмалином, апатитом; акцессорные: касситерит, колумбит, галенит, берилл и др.; 4) крупноблочковая кварц-микроклиновая зона с альбитом, мусковитом, бериллом, турмалином, апатитом; акцессорные: касситерит и литиофиллит; 5) обособления сливного кварца, часто со средне- и крупнопластинчатым (5—8 см) мусковитом и бериллом. По периферии кварцевых обособлений и в других участках жил развиты мелкокристаллические кварц-альбитовый и мусковит-кварцевый комплексы. В составе первого: апатит, гранат, берилл, хризоберилл, танталониобаты, монацит, фосфаты, слюды. Нередко наблюдается полосчатость при различных соотношениях кварца, альбита, апатита, мусковита. В кварц-мусковитовом комплексе (мусковита до 70%) присутствуют флюорит, касситерит, берилл, турмалин, реже — апатит, фосфаты, альбит.

Изменение минерального состава жил по простиранию жильных серий выражается в том, что вблизи гранитов в составе жил преобладает пегматит гранитной (до 50% объема) и пегматоидной зон. По простиранию и восстанию жильных серий роль этих минеральных комплексов (зон) последовательно убывает до полного исчезновения, но возрастает роль кварц-микроклиновых, а затем кварц-альбитовых, кварцевых и мусковит-кварцевых комплексов вплоть до формирования кварц-альбитовых и существенно кварцевых жил. Минеральный состав каждой последующей группы жил соответствует составу внутренних зон предыдущей группы.

В пегматитах поля насчитывается около 30 минералов (без вторичных). Примерный валовой состав жил (в %): микроклина — 30—40, кварца — 25—35, плагиоклаза — 10—15, альбита — 10—20, мусковита — 5—10; второстепенных и аксессуарных: турмалина, берилла, хризоберилла, биотита, граната, апатита, касситерита, литиофиллита, сподумена, колумбита, монацита, ильменита, сфена, циртолита, рутила, флюорита, фенакита, циркона, магнетита и др. Содержание  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  при  $Nb > Ta$  не превышают 0,00n%;  $Li_2O$  достигает 0,0n%, но в альбит-кварцевых жилах, содержащих сподумен, количество  $Ta_2Co_5$  достигает 0,014—0,078%,  $Nb_2O_5$  — 0,027—0,034,  $BeO$  — 0,036 (аналитик А. А. Манухова, ИМГРЭ). Главным концентратором Li, Rb, Cs является мусковит.

В Бихарском и Раджастханском пегматитовых поясах Индии в составе слюдоносных пегматитов среди породообразующих минералов преобладают микроклин, кварц и альбит; широко развиты берилл (1—2, местами до 2—5%), турмалин и наряду с рубиновым мусковитом зеленый лепидолит в составе наиболее поздних минеральных комплексов и ассоциаций. Характерными второстепенными и аксессуарными минералами являются: колумбит-танталит, гранат, апатит, монацит, касситерит, уранинит, хризоберилл, циркон, флюорит, сульфидные минералы.

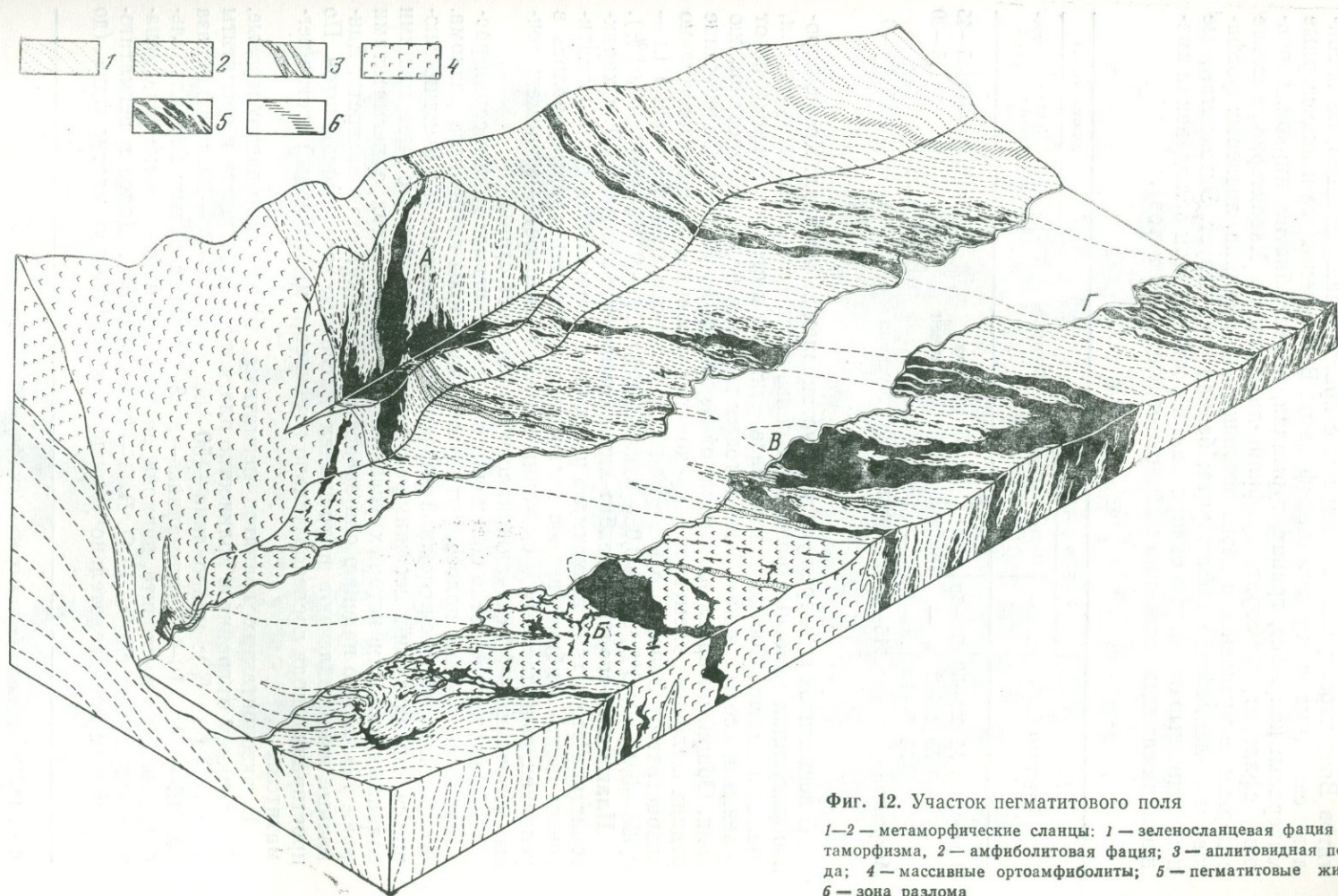
Промышленные скопления мусковита связаны преимущественно с альбит-кварц-микроклиновыми отчетливо зональными жилами, в периферии кварцевых ядер которых концентрируются крупные, иногда гигантские кристаллы берилла, кристаллы клевеландита, микроклина, турмалина, различные слюды, иногда единичные кристаллы амблигонита, сподумена и другие минералы. Кварц-альбитовые жилы с микроклином нередко обогащены лепидолитом, бериллом, содержат пустоты с кристаллами кварца, турмалина, берилла, полевых шпатов.

**Сподумен-плагиоклаз-микроклиновые пегматиты.** Одно из исследованных нами в Сибири пегматитовых полей этого типа, формирующихся в условиях, свойственных IV ситуации, распадается на три участка: Западный, Центральный и Восточный, соответствующие все более высоким уровням эрозионного среза.

Вмещающие породы западного участка — метаморфические сланцы, смятые в линейные крутопадающие складки. Для примыкающего к полю участка массива плагиогранитов и биотитовых гранитов с фациальными обособлениями двуслюдяных характерна изменчивость минерального состава при участковом и полосчатом сложении за счет различных соотношений микроклина, плагиоклаза, кварца и слюд. Отдельные апофизы гранитов переходят в пегматитовые жилы кварц-плагиоклазового состава с микроклином и биотитом, слагающих «свиты» тесно сближенных межпластовых тел. Их средний состав (в %) приведен в табл. 6.

Аксессуарные: гранат, турмалин, апатит, циркон, монацит, уранинит, перовскит, пирит, флюорит. Состав плагиоклаза изменяется от № 28 в краевых, до № 20 в осевых частях жил.

Вмещающие сланцы центрального участка менее дислоцированы и метаморфизованы. Пегматитовые жилы — согласные линзовидные крутопадающие тела. Они обогащены турмалином (2—3%), в небольших количествах содержат сподумен; аксессуарные: гранат, апатит, циркон, монацит, перовскит, пирит, флюорит.



Фиг. 12. Участок пегматитового поля

1—2— метаморфические сланцы: 1—зеленсланцевая фация метаморфизма, 2— амфиболитовая фация; 3— аплитовидная порода; 4— массивные ортоамфиболиты; 5— пегматитовые жилы; 6— зона разлома

Единичные зональные жилы альбит-сподумен-микроклиновых пегматитов Восточного участка согласны с простираением сланцев, но изобилуют секущими выступами и апофизами. Второстепенные и аксессуарные минералы: колумбит, гранат, турмалин, апатит, биотит, циркон, перовскит, сфалерит, флюорит, трифилин-литиофилит. Характерно высокое содержание мусковита и незначительное — турмалина, литиевых фосфатов, танталониобатов и флюорита; берилл отсутствует. Экзоконтактные изменения выражаются в окварцевании и интенсивном ослюденении вмещающих сланцев (особенно в области секущих контактов).

Таблица 6

Минералы	Участки поля			Минералы	Участки поля		
	Западный	Центральный	Восточный		Западный	Центральный	Восточный
Плагиоклаз № 20—30	50—60	—	—	Кварц	20—30	30—40	35—45
№ 10—20	—	10—20	—	Сподумен	—	1	15—20
№ 5—10	—	—	8—12	Биотит	2—3	1—2	—
Микроклин	15—20	30—40	20—30	Мусковит	1	3—5	3—6

В пегматитах всех трех участков установлен 21 минерал. Кроме породообразующих заметным развитием пользуются лишь слюды, турмалин, гранат и апатит. Состав плагиоклаза меняется в сторону покисления от краевых к осевым зонам пегматитовых жил и в целом по простираению поля. Общий интервал изменений от № 28—30 до № 6—8. Содержание редких щелочных элементов в мусковитах невелико, но последовательно возрастает от Западного к Восточному участкам (соответственно Li — 0,005—0,01—0,05%; Rb — 0,03—0,06—0,03%; Cs — 0,002—0,004—0,01%).

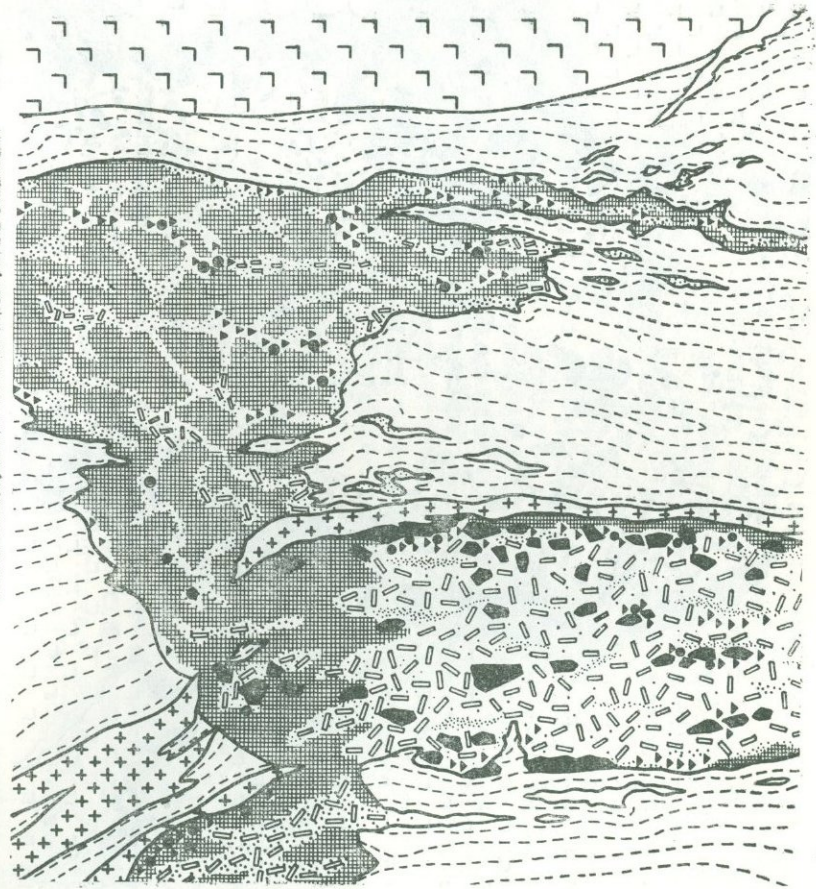
**Плагиоклаз-сподумен-альбит-микроклиновые пегматиты.** Для характеристики этого типа пегматитов приводятся сведения по двум пегматитовым полям Сибири, первое из которых (Южное) сформировалось в условиях, свойственных V ситуации, второе (Северное) — в промежуточных условиях V—VI ситуаций классификационной схемы.

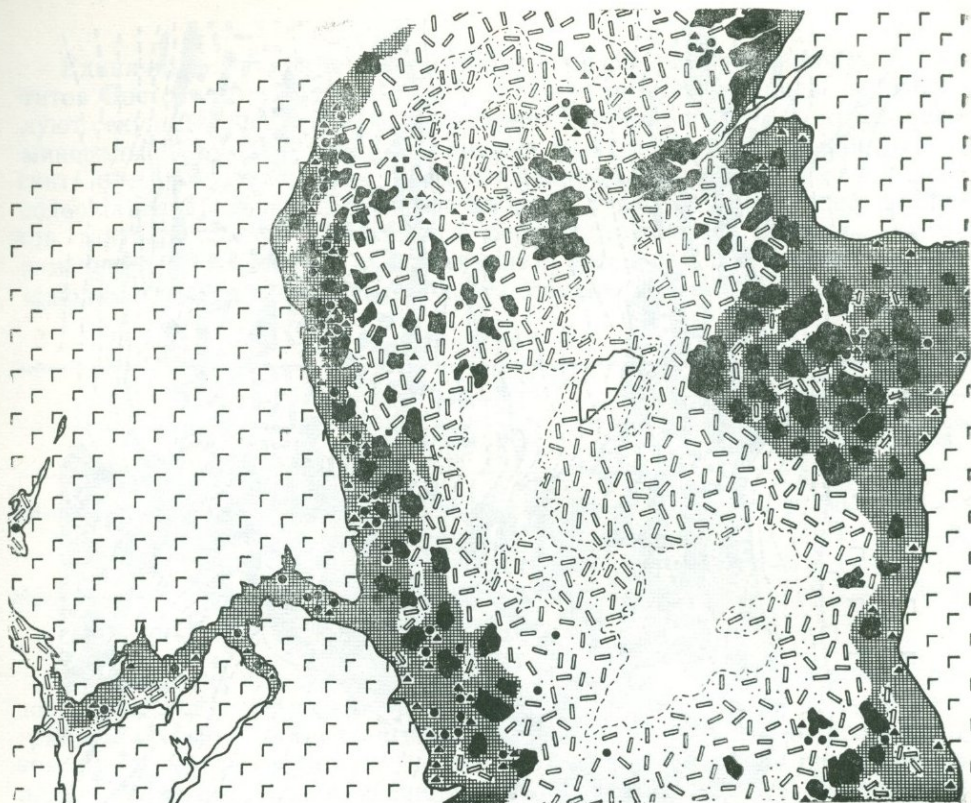
В Южном поле тесно сближенные жильные пегматитовые серии располагаются в узкой полосе, вытянутой вдоль зоны глубинного разлома. Жилы, отличающиеся сложной морфологией, ветвящиеся и выклинивающиеся, с раздувами и пережимами, в основном согласны с вмещающими сланцами, складки которых усложняются в контактах с пегматитами (фиг. 12). Но по падению они зачастую косо секут сланцеватость. Единичные жилы залегают в трещинах массивных ортоамфиболитов. По простираению поля последовательно изменяется минеральный состав пегматитов.

В экзоконтактах гранитов пегматиты микроклин-плагиоклазовые. С удалением от гранитов количество плагиоклаза снижается и пегматиты состоят из (в %): микроклина — 50—60, кварца — 20—30, плагиоклаза (№ 15—25) — 10—20, турмалина — до 3—5; аксессуарных: берилла, альбита, биотита, мусковита, циркона, апатита, монацита, ильменита, граната; содержания Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Li<sub>2</sub>O, BeO — 0,0n — 0,00n%. Далее в пегматитовых жилах последовательно уменьшается количество плагиоклаза (до

Фиг. 13. Участки пегматитовых жил (см. фиг. 12)

1 — метаморфические сланцы; 2 — массивные ортоамфиболиты; 3 — аллитовидная порода; 4 — трещины; 5 — крупнокристаллические альбит-кварц-микроклиновые обособления; 6 — микроклин блоковый; 7 — сподумен; 8 — кварц-альбитовые агрегаты полосчатой текстуры; 9 — кварц; 10 — берилл (а), турмалин (б), касситерит (в)





Фиг. 13. (окончание)

10—5%), снижается его основность (до № 10—15); в возрастающих количествах появляются альбит, единичные кристаллы и скопления берилла. Затем резко возрастает количество альбита и появляется порообразующий сподумен наряду с заметными количествами тантало-ниобатов, касситерита, берилла. Структура варьирует от мелкозернистой до крупноблоковой; текстура участково-полосчатая (фиг. 13).

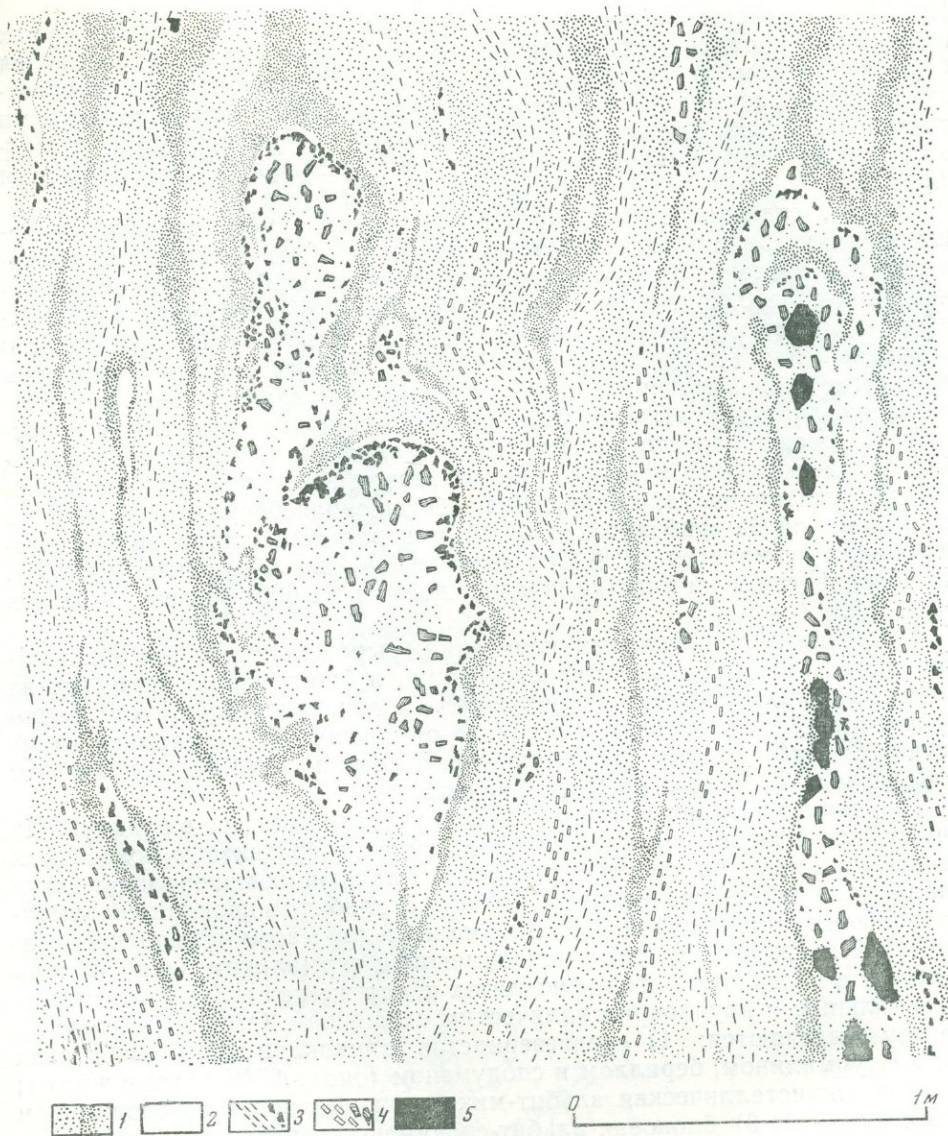
Жилы, содержащие порообразующий сподумен, слагают завершающий интервал поля, соответствующий примерно  $\frac{1}{3}$  его общей протяженности. В сложении жил принимают участие альбит-кварц-микроклиновый комплекс, сподуменсодержащий (20—25% сподумена с различными количествами кварца и альбита), кварц-альбитовый и существенно кварцевый или турмалин-кварцевый. Большей частью эти комплексы связаны в единой минеральной ассоциации, проявляя тенденцию к обособлению лишь в отдельных участках жил. Наиболее отчетливое полосчатое сложение свойственно мелкокристаллическим, обогащенным альбитом участкам жил (фиг. 14). Единственная нечетко зональная и наиболее крупнокристаллическая жила, обогащенная бериллом, залегает в массивных ортоамфиболитах. Общий минеральный состав сподуменсодержащих пегматитов (в %) на глубине 80—120 м (данные бурения), на поверхности и на участке, расположенном на 600 м выше, приведен в табл. 7.

Изучение экзоконтактных изменений, выражающихся в альбитизации, турмалинизации, гольмквиститизации и биотитизации вмещающих пород вдоль их сланцеватости и трещинных зон, свидетельствует о выносе щелочных элементов на расстояние от контакта с пегматитом (в м) (табл. 8; лаборатория пламенной фотометрии ИМГРЭ, аналитики: А. Г. Исаева, Г. Н. Попова, Т. А. Уварова).

Основная масса пегматитов верхнего участка залегает в сланцах. Их внутреннее строение отличается более широким развитием полосчатых текстур при наличии двух абсолютно преобладающих минеральных ассоциаций: крупно- и среднекристаллической альбит-микроклин-сподумен-кварцевой, занимающей до 80% объема жильной массы, и мелкокристаллической кварц-альбитовой со сподуменом и турмалином. Одна из жил залегает в массивных ортоамфиболитах и, так же как жила В, отличается зональным и крупнокристаллическим сложением. От ее зальбандов к центру выделяются: 1) среднезернистая микроклин-кварц-альбитовая зона с турмалином, бериллом и сподуменом (около 25% объема жилы); 2) крупнокристаллическая альбит-микроклин-кварцевая со сподуменом (15% объема); 3) блоковая альбит-сподумен-кварцевая с микроклином (35% объема); 4) обособления белого сливного кварца в осевой части жилы (15—20% объема).

В периферии кварцевых обособлений концентрируются: альбит, блоки микроклина, кристаллы клевеландита, сподумена, поллукита, небольшие скопления лепидолита, рубеллита, а также ниоботанталита, микролита, амблигонита. Крупный апофиз этой жилы, выходящий из массивных пород в рассланцованную толщу, по текстурно-структурным особенностям и минеральному составу неотличим от основной массы жил участка.

В целом для пегматитовых жил поля, сформировавшегося в неспокойных тектонических условиях, характерны: резко непостоянный состав смежных жил и их участков, многочисленные случаи пересечения ранних минеральных комплексов более поздними с выходом их во вмещающие породы в виде апофиз и самостоятельных жил или прожилков. По простиранию сподумен-кварцевые прожилки нередко переходят в существенно кварцевые, а кварц-альбит-сподуменовые — в кварц-альбитовые и затем в кварцевые. Весьма характерно обилие турмалина при почти полном отсутствии мусковита в кварц-микроклиновом и кварц-альбито-



Фиг. 14. Участок полосчатой текстуры в пегматитовой жиле (см. фиг. 13, В)

1 — мелкокристаллический полосчатый кварц-альбитовый агрегат с неравномерным соотношением кварца и альбита; 2 — кварц; 3 — турмалин мелкоигльчатый и крупнокристаллический; 4 — сподумен мелкопластинчатый и крупнокристаллический; 5 — микроклин

вом минеральных комплексах. В первом случае с ним ассоциирует берилл, во втором — касситерит. В сходных минеральных ассоциациях пегматитов большинства иных редкометалльных полей место турмалина занимает мусковит. В данном случае турмалин, подобно мусковиту, является концентратором Li, Rb, Cs (в количествах, закономерно возрастающих от ранних к поздним минеральным комплексам).

В Северном поле завершающий интервал, содержащий сподуменовые жилы, представлен мощными зональными пегматитовыми жилами, вскрывающимися рельефом на несколько сот метров по вертикали при резко непостоянном простирании жил; оно определяется двумя основными направлениями субгоризонтальными с залеганием сланцев и направ-

Таблица 7

Интервал по вертикали	Содержание минералов, %					
	плаггиоклаза № 10 и выше	альбита	микроклина	сподумена	кварца	турмалина
Глубина 80—120 м	0—3	10—20	30—50	8—10	25—30	2—3
Поверхность	0—2	25—35	20—30	10—15	30—40	2—3
Участок на 600 м выше	—	30—40	10—20	12—15	30—40	1—2

Таблица 8

Элемент	Содержание в рассланцованных амфиболитах (жила А)					Содержание в массивных амфиболитах (жила В)	
	0 м	1 м	3 м	5 м	10 м	0 м	3 м
Li	0,350	0,067	0,044	0,044	0,024	0,175	0,009
Rb	0,067	0,003	0,001	0,001	0,005	0,027	0,010
Cs	0,014	0,001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,007	Не обн.
Na	2,69	—	0,373	0,256	0,364	—	—
K	0,63	—	1,65	1,45	1,96	—	—

Таблица 9

Гипсометрический уровень	Плаггиоклаза	Микроклина	Сподумена	Альбита	Кварца	Мусковита
Нижний	5—10	30—40	10—12	10—20	20—30	1—2
Средний	—	10—15	15—20	25—35	30—40	2—6
Верхний	—	0—5	2—5	45—55	35—45	5—8

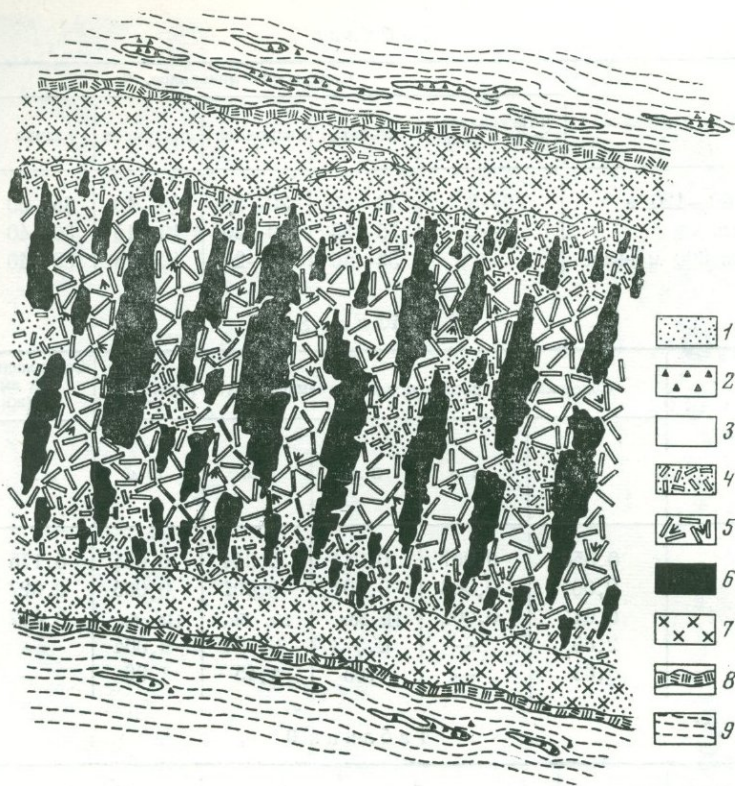
Таблица 10

Гипсометрический уровень (примерно равные интервалы)	Плаггиоклаза	Микроклина	Сподумена и петалита	Альбита	Кварца	Мусковита	Касситерита
1. Нижний	10—20	40—50	—	5—10	25—35	2—4	—
2. Промежуточный	5—10	25—30	14—13	10—25	30—35	3—5	—
3. »	—	20—25	10—15	20—30	30—40	4—6	—
4. »	—	10—15	4—6	30—40	35—45	8—10	1—2
5. Верхний	—	0—10	1—2	20—25	50—60	10—15	—

лением поперечных структур. Падение жил преимущественно крутое (70—80°).

Снизу вверх по восстанию жил последовательно изменяется их минеральный состав. Общие содержания породообразующих минералов (по глазмерным подсчетам) на последовательных гипсометрических уровнях двух участков поля (в %) приведены в табл. 9 и 10; второстепенных и аксессуарных минералов (в порядке убывания): плаггиоклаза (№ 10—15), шерла, берилла, петалита, литиевых фосфатов, касситерита, танталит-колумбита, апатита, цветных турмалинов, граната, флюорита, сульфидных и других минералов — всего более 50.

Наряду с зональным строением жил и ориентированным (по нормали к контактам) расположением удлинённых минералов и блоков (фиг. 15)



Фиг. 15. Участок пегматитовой жилы на нижнем интервале

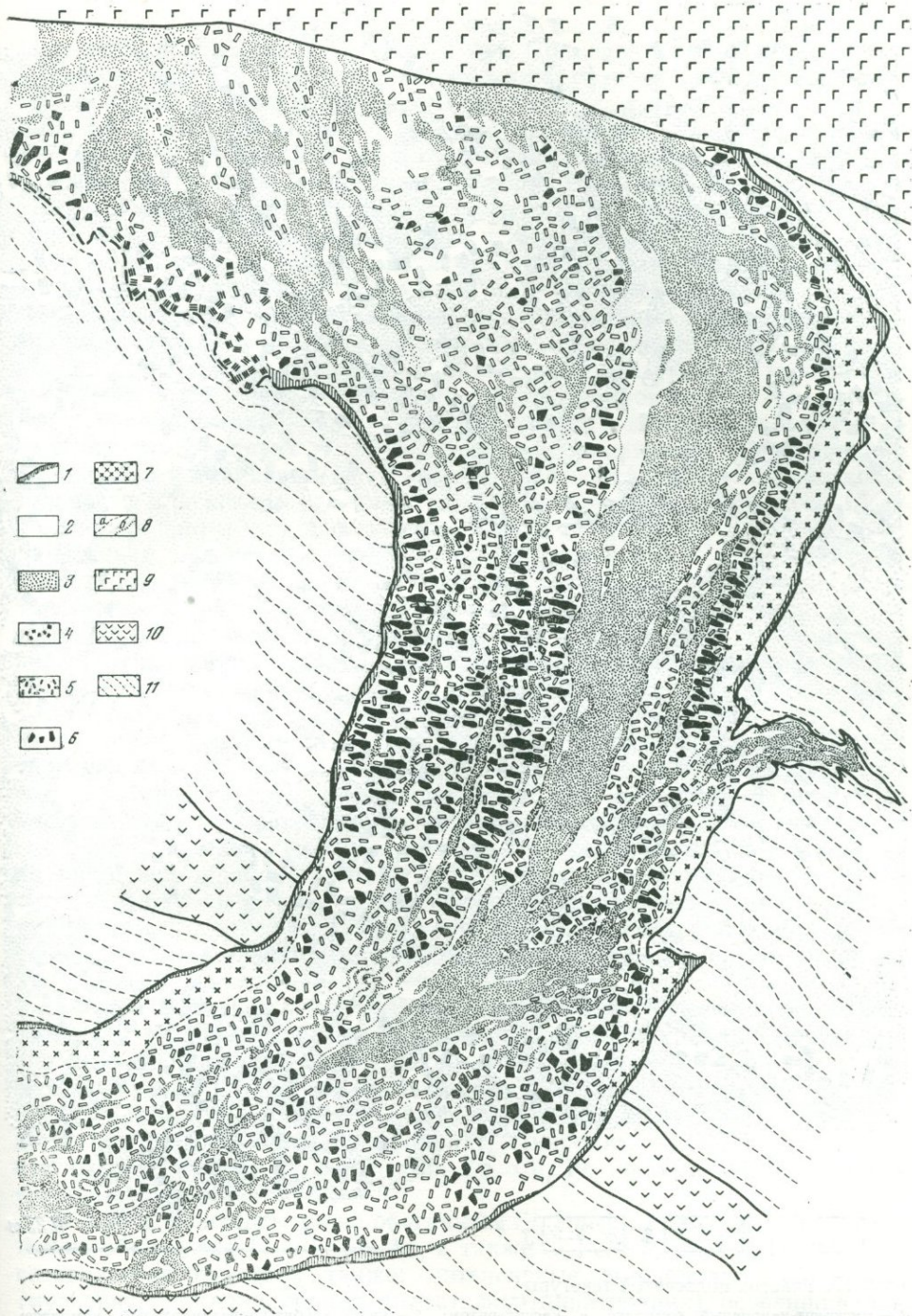
1 — альбит; 2 — турмалин; 3 — кварц; 4 — сподумен-кварц-альбитовый комплекс (сподумен таблитчатый); 5 — сподумен-кварцевый комплекс с клевеландитом (сподумен пластинчатый); 6 — микроклин; 7 — разнозернистая плагиоклаз-кварц-микроклиновая зона; 8 — мусковит-кварцевая оторочка; 9 — вмещающие сланцы

характерны полосовидные текстуры и своего рода «струевидный» характер смены минеральных комплексов и ассоциаций по восстанию жил, в направлении которого возрастает также четкость обособления минеральных комплексов (фиг. 16).

Наиболее четкие полосчатые текстуры свойственны жилам, залегающим в массивных породах (уровень 4, табл. 10) в участках, сложенных кварц-клевеландитовым и мусковит-кварцевым комплексами с касситеритом (фиг. 17); появляется петалит, количество его возрастает за счет сподумена в верхах среднего (3) уровня. По периферии кварцевых обособлений и ядер средних и особенно верхних горизонтов жил наблюдаются скопления мусковита, клевеландита, берилла, тантало-ниобатов, касситерита, иногда хорошо образованные кристаллы микроклина, в единичных случаях — цветные турмалины. В составе кварц-альбитового комплекса почти отсутствует турмалин, весьма ограниченно развит мелкокристаллический сподумен.

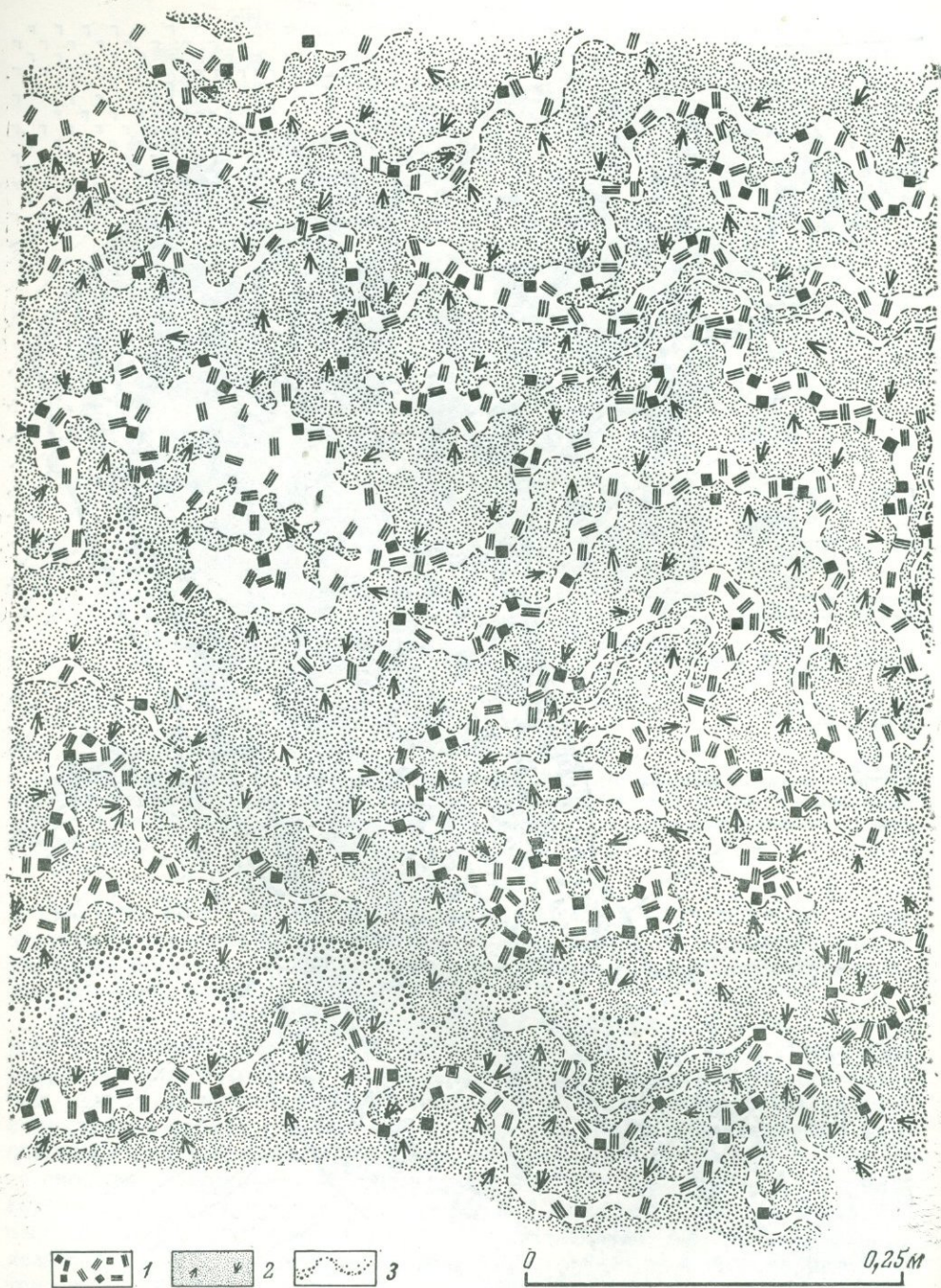
Полосчатое сложение определяется обособлением мусковит-кварцевых и кварц-альбитовых полос. Аналитические данные свидетельствуют о высоких содержаниях Li, Rb, Cs и Be в породообразующих минералах эндо- и экзоконтактных оторочек, превышающих их содержания в крайних зонах; об их последовательном накоплении от ранних к поздним минеральным комплексам каждого горизонта и в целом — от нижнего к верхнему горизонту.

**Сподумен-альбит-микроклиновые пегматиты.** Примером пегматитовых полей этого типа, характерных для продуктивных производных гра-



Фиг. 16. Участок среднего интервала пегматитовой жилы

1 — аплитовидная или мусковит-кварцевая оторочка; 2 — кварц; 3 — кварц-альбитовый минеральный комплекс; 4 — крупнопластинчатый мусковит; 5 — сподумен; 6 — блоки микроклина; 7 — мелко- и среднекристаллический плагиоклаз-кварц-микроклиновый агрегат; 8 — границы фацialsных обособлений: более (а) и менее (б) резкие; 9 — диабазовые дайки; 10 — массивные амфиболиты; 11 — метаморфические сланцы



Фиг. 17. Участок полосчатой текстуры

1 — мусковит-кварцевый комплекс с касситеритом; 2 — кварц-альбит-клевеландитовый комплекс; 3 — скопления граната

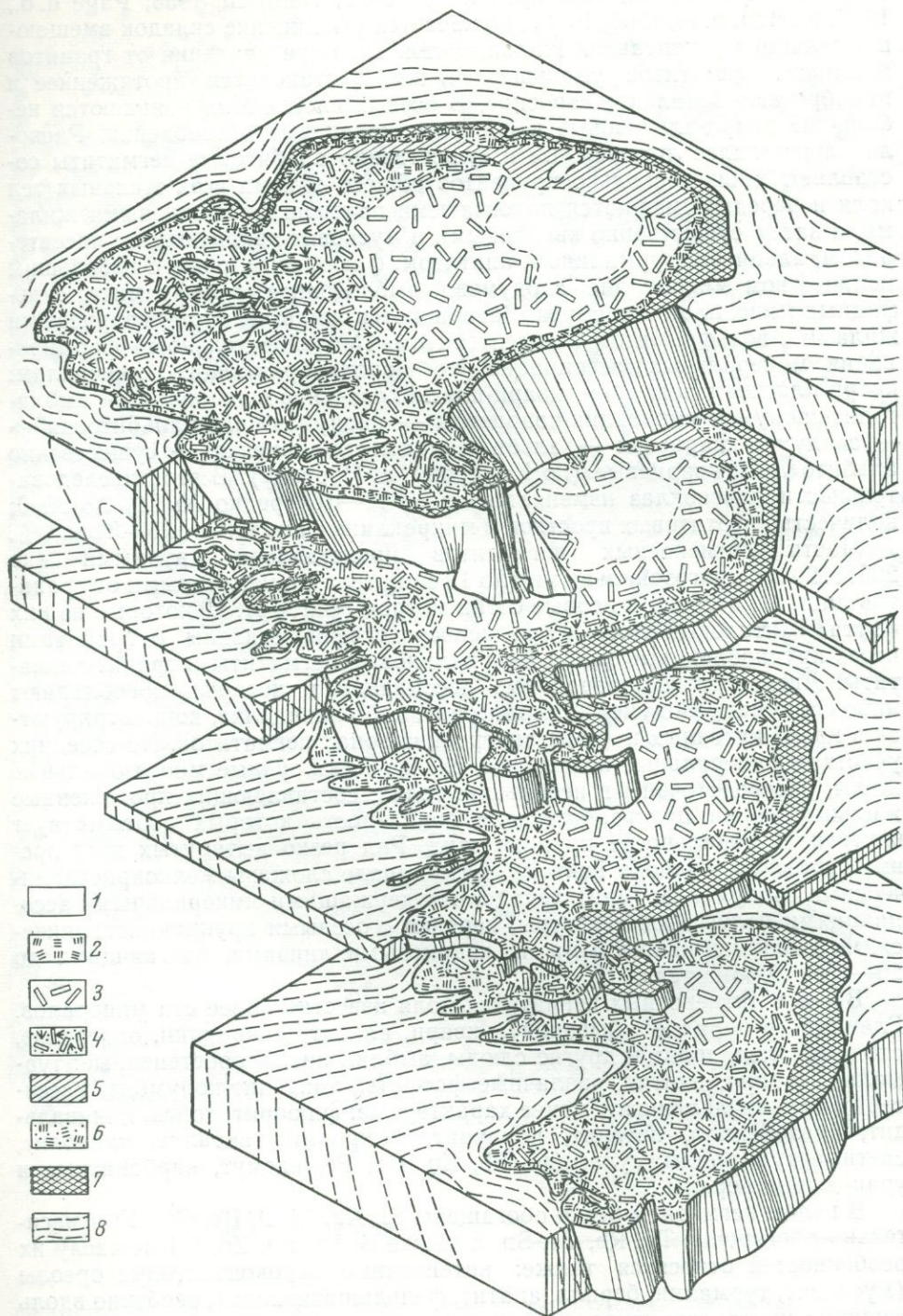
нитов VI ситуации классификационной схемы, могут служить пегматиты Блэк-Хилс (Южная Дакота, США). Здесь непосредственно с гранит-пегматитами массива Харни-Пик связаны крупные тела незональных, но нередко полосчатых кварц-плагиоклаз-микроклиновых пегматитов с мусковитом, биотитом, гранатом, турмалином, апатитом, бериллом, касси-

теритом и фосфатами (Камерон и др., 1951; Heinrich, 1953; Page a. o., 1953; Norton, a. o., 1964, 1970). Отмечается усложнение складок вмещающих сланцев в контактах жильных тел. По мере удаления от гранитов мощность пегматитов уменьшается, жилы становятся протяженнее и приобретают зональное строение. В осевых частях жил появляются небольшие кварц-альбитовые и сподумен-кварцевые обособления. Расположенные далее литиеносные и существенно альбитовые пегматиты составляют лишь несколько процентов общего объема всех жильных тел поля и нередко сменяются полосчатыми полевошпат-кварцевыми жилами, а затем существенно кварцевыми и мусковит-кварцевыми с касситеритом, альбитом, турмалином, апатитом, флюоритом, реже с небольшим количеством микроклина, сподумена, амблигонита, вольфрамита, сульфидных минералов и висмута. Завершаются жильные серии кварцевыми жилами с вольфрамитом и касситеритом. Последовательность формирования минеральных ассоциаций по породообразующим минералам: кварц-плагиоклазовая → кварц-плагиоклаз-микроклиновая → амблигонит-сподумен-микроклин-кварцевая → сподумен-кварц-альбитовая → → сподумен-кварцевая → альбит-лепидолит-кварцевая → существенно альбитовые и кварцевые (по Камерону и Нортону). В этой последовательности плагиоклаз изменяется от № 14—16 (редко № 24) до № 0; количество пертитовых вростков в микроклине снижается с 25—30 до 0%.

Часть литиеносных пегматитов представлена крупными (до  $205 \times 120$  м) многозональными (до 12 зон) телами, удаленными от гранитов лишь на десятки и первые сотни метров (фиг. 18). Некоторые из них (Этта, Танталовый холм и др.) непосредственно связаны с гранитами через крупноблоковые кварц-микроклиновые пегматиты и гранит-пегматиты. Литиеносные минеральные ассоциации, в которых преобладают либо сподумен, сподумен и амблигонит, либо лепидолит, концентрируются в промежуточных и (или) внутренних зонах пегматитов. На соседних участках минеральные комплексы, слагающие крупные многозональные жилы, рассредоточены в небольших телах, составляющих протяженные жильные серии, пространственная зональность которых соответствует внутренней зональности крупных жил. Ряд резко вытянутых жил преимущественно в районе Гинтона почти нацело сложены мелкокристаллическими сподумен- и (или) лепидолитсодержащими минеральными ассоциациями полосчатой текстуры, нередко с осевыми крупнокристаллическими сподумен-кварцевыми и кварцевыми линзами, слагающими до 20—25% объема тела.

Всего в литиеносных пегматитах поля известно более ста минералов. Главные (в порядке убывания): кварц, альбит, микроклин, олигоклаз, сподумен, лепидолит и другие слюды, амблигонит; второстепенные: турмалин, берилл, апатит, различные фосфаты, танталит-колумбит, касситерит, гранат, леллингит; менее характерные: флюорит, топаз, циннвальдит, хризоберилл, петалит, поллуцит, микролит, танталит, тапиолит, цветные турмалины, сульфиды Pb, Zr, Cu, Fe, висмут, карбонатные и урановые минералы.

В целом пегматиты резко обогащены Si, Na, Li, P, Be, OH, F; относительно обогащены Ta, Rb, Cs, Sn, а также S, Fe, Pb, Zn, Cd. К числу их особенностей относятся также: интенсивные экзоконтактовые ореолы (мусковит, турмалин, берилл, апатит, фельдшпатизация), особенно вдоль секущих контактов; широкое развитие полосчатых текстур за счет различных соотношений полевых шпатов, кварца, сподумена, слюд и турмалина; преимущественно крупнокристаллическое сложение; наличие прожилков, отходящих от промежуточных и внутренних зон и секущих внешние и экзоконтактные зоны: наличие крупных и гигантских кристаллов сподумена, амблигонита, микроклина, берилла, петалита; наличие апатита и поллуцита в ассоциации с клеветандитом, микролитом, танталитом, касситеритом и другими окислами металлов — на внутренней



Фиг. 18. Пегматитовое тело Этта

1 — кварцевое ядро с кристаллами сподумена и других минералов в периферии; 2 — мусковит-кварцевые обособления с пустотами и миаролами; 3—7 — зоны: 3 — сподумен-кварцевая с гнездами касситерита, 4 — сподумен-кварц-клевеландитовая с касситеритом, бериллом, танталитом и др., 5 — сподумен-альбит-кварц-микрклиновая с бериллом, 6 — альбит-мусковит-кварцевая с бериллом и фосфатами, 7 — кварц-микрклиновая с олигоклаз-альбитом; 8 — метаморфические сланцы

периферии кварцевых обособлений пустот и занорышей с кристаллами турмалина, крупных сферических и радиально-лучистых скоплений кле-веландита, лепидолита, сподумена, турмалина и леллингита. Альбит-кварц-лепидолитовые зоны располагаются преимущественно в обрамлении кварцевых ядер многозональных жил. Лепидолит обогащен Rb (0,5—3%) и Cs (0,2—1,5%). Амблигонит часто концентрируется на границе сподумен-кварцевых и кварц-альбитовых зон и обособлений. Смежные зоны и обособления минеральных комплексов нередко телескопированы и объединяются в единый агрегат по падению жил. Кварц в пегматитах белый, розовый, прозрачный и дымчатый до черного. Промышленными минералами являются: сподумен, лепидолит, амблигонит, тантало-колумбит, листовая рубиновая слюда, скрап, ювелирный турмалин, касситерит, отчасти поллуцит. Гранит-пегматиты и пегматиты секутся дайками диабазов, близких по возрасту к пегматитам.

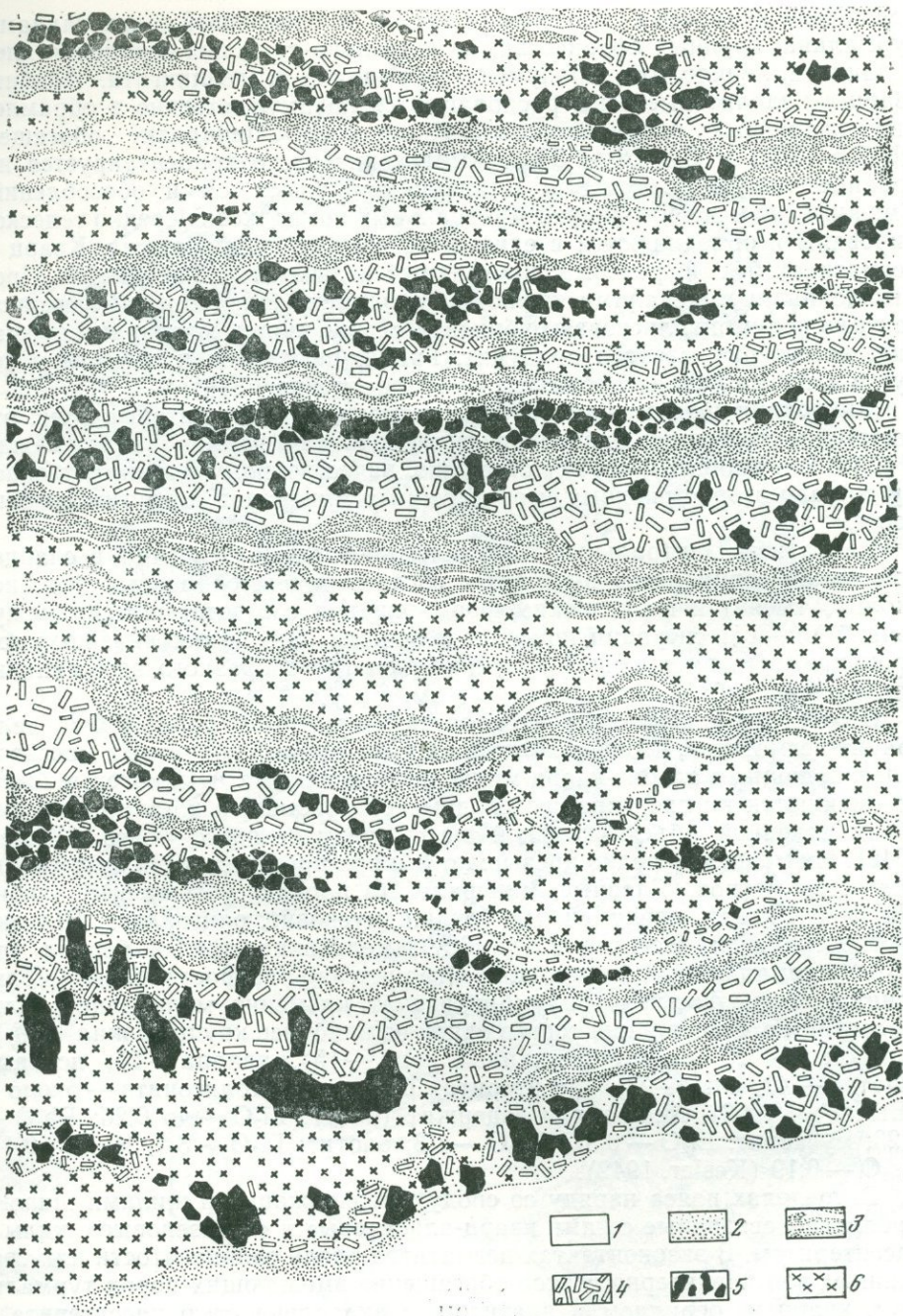
**Микроклин-сподумен-альбитовые пегматиты.** Пегматитовые поля, относимые к этому типу, разнообразны по условиям формирования (между V и VII ситуациями), своему строению, качественному и количественному составу второстепенных и аксессуарных минералов и другим особенностям.

Пегматиты Централных Аппалачей (Каролина) слагают в сланцевой толще серии резко вытянутых согласных плитообразных тел (несколько тысяч) и по условиям формирования соответствуют промежуточной VI—VII ситуации при определяющей роли узких линейных зон проницаемости вмещающей толщи вблизи трогообразного эвгеосинклинального прогиба.

В соседстве с гранитами располагаются мощные (более 100 м) тела гранит-пегматитов, нередко являющихся апофизами гранитных массивов и переходящих в альбит-кварц-микроклин-пегматиты, которые быстро сменяются по простиранию сподуменсодержащими жилами, слагающими основной объем жильной массы пегматитового пояса (Kesler, 1942). Их мощность редко превышает 3 м при протяженности до нескольких сотен метров. Главные минералы (в порядке убывания): альбит (№ 0—5), кварц, сподумен, микроклин, мусковит, олигоклаз. Широко распространены: касситерит (до 6%), мелкокрапленный берилл (до 1,5%), турмалин, отчасти монацит. Ограниченно распространены: амблигонит и другие фосфаты, колумбит, гранат, ильменит, молибденит, сульфиды Cu, Fe, Zn. Средний состав одной из наиболее крупных жил (в %): сподумена — 25 (среднее по жилам поля — 15), кварца — 25, полевых шпатов — 41, слюд — 4, касситерита, берилла, амблигонита — около 5 (Быховер, 1963). Микроклин содержит (в %):  $\text{Li}_2\text{O}$  — до 0,26;  $\text{Rb}_2\text{O}$  — 0,23; мусковит:  $\text{Li}_2\text{O}$  — 0,37;  $\text{Rb}_2\text{O}$  — 1,3; биотит:  $\text{Li}_2\text{O}$  — 3,2;  $\text{Rb}_2\text{O}$  — 0,44;  $\text{Cs}_2\text{O}$  — 0,19 (Kesler, 1942).

В пределах пояса наряду со сподуменсодержащими жилами широко проявлены связанные с ними кварц-альбитовые и «грейзеновые» жилы с касситеритом. В экзоконтактах пегматитов вдоль сланцеватости или трещинных зон характерно резкое обогащение вмещающих пород турмалином, кварцем, бериллом и апатитом с вкрапленностью касситерита и тантало-ниобатов.

Для Сибири в условиях, близких к VI ситуации, характерны поля микроклин-сподумен-альбитовых пегматитов, связанных с гранитоидами, в составе которых присутствуют гранодиориты, преобладают плагиоклаз-микроклин-биотитовые граниты, двуслюдяные развиты ограниченно, а гранит-пегматиты представляют лишь фации последних. Одно из таких полей слагают свиты тесно сближенных крутопадающих преимущественно незональных жил, вытянутых вдоль разлома. В составе пегматитов, обогащенных Li, Rb, Cs, Ta, Be, P, Sn, резко доминируют пять неравномерно распределенных и непостоянных по составу минеральных ассоциаций, определяющих полосчатое или участково-полосчатое сложение



Фиг. 19. Полосчатая текстура пегматита

1 — кварц; 2 — кварц-альбитовый агрегат; 3 — то же, полосчатой текстуры; 4 — сподумен; 5 — микроклин; 6 — микроклин-сподумен-кварц-альбитовая минеральная ассоциация

ние жил: 1) средне- и крупнокристаллическая альбит-сподумен-микроклин-кварцевая, 2) мелкокристаллическая сподумен-микроклин-кварц-альбитовая; 3) мелкокристаллическая кварц-альбитовая; 4) среднекристаллическая мусковит-кварцевая; 5) кварц-альбит-мусковитовая различной структуры. Наиболее распространены первые три ассоциации, наименее — последняя. Характерно постепенное совмещение двух-трех

ассоциаций в единый агрегат в одних участках жил и разделение ассоциаций на комплексы — в других; часто по простирацию одних и тех же участков полосчатого сложения (фиг. 19). Другая особенность поля — широкие, обогащенные Li, Rb, Cs, Be экзоконтактные «слюдитовые» ореолы жил, залегающих в рассланцованных и трещиноватых породах, в отличие от жил, залегающих в массивных породах или вблизи них. Такие жилы более крупнокристалличны, часто зональны, заметно обогащены разнообразными минералами Li, Cs, Be, Ta, Sn и минералами, содержащими компоненты летучих соединений.

В Казахстане жильные серии микроклин-сподумен-альбитовых пегматитов входят в состав сложного поля или группы полей, сформировавшихся в промежуточных условиях VI—VII ситуаций, и приуроченных к депрессии кровли крупного гранитного массива. В последнем выделяются три фазы: 1) гранодиориты, плагиограниты и биотитовые граниты; 2) главная, резко доминирующая фаза микроклин-плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых биотитовых, реже двуслюдяных гранитов; 3) «дополнительная» фаза существенно микроклиновых двуслюдяных, реже мусковитовых гранитов. Каждая фаза подразделяется на преимущественно фациальные «субфазы». Наибольшая контрастность всех подразделений свойственна апикалям массива. Глубже фазовые (секущие) взаимоотношения разновидностей гранитов нередко уступают место фациальным, а субфазы объединяются в единые фазы через участки полосчатого сложения. С массивом связаны многочисленные «малые» тела и жилы двуслюдяных и мусковитовых гранитов, гранит- и аплит-пегматитов, обогащенных слюдами, турмалином, нередко бериллом и колумбитом. Мусковитовые и мусковит-альбитовые фазы и фации гранитов и аляскитов, в основном характерные для смежных с пегматитовым полем районов, сопровождаются грейзеновыми и кварцево-жильными проявлениями с ведущей олово-вольфрамовой минерализацией.

Редкометалльные пегматиты связаны прямыми переходами с «малыми» и жильными телами двуслюдяных гранитов, гранит- и аплит-пегматитов, вследствие чего жильные редкометаллопегматитовые серии имеют кустовое распределение.

Микроклин-сподумен-альбитовые пегматиты слагают крутопадающие резко вытянутые «свиты» жил, состав которых изменяется с удалением от «материнских» гранит-пегматитов от кварц-альбит-микроклинового к микроклин-альбит-сподумен-кварцевому, затем к сподумен-кварц-альбитовому с микроклином, представляющему основной объем жильной массы, и наконец к существенно кварц-альбитовому. Примечательны: незначительность альбит-микроклинового интервала жил и резкость его смены сподуменсодержащим через участок полосчатого сложения; постепенное нарастание количества альбита при уменьшении его номеров от 8—12 до 0—5; равномерное распределение одинаковых небольших кристаллов сподумена в объеме жил (15—20% сподумена); малое количество редкометалльных минералов, кроме сподумена, отчасти касситерита, обогащенного танталом и ниобием.

Основная масса литиеносных пегматитов поля имеет, однако, иной состав, слагая серии пологих плитообразных тел преимущественно в контракционных трещинах гранитов главной фазы, дренирующих мощные крутопадающие тела жильных гранит-пегматитов. С удалением от последних кварц-альбит-микроклиновые интервалы жил сменяются сподуменсодержащими, затем существенно кварц-альбитовыми и кварцевыми, нередко завершаясь обособленными сериями мусковит-кварцевых жил с касситеритом. В целом жильные серии отличаются аномальным количеством кварца (до 40—50%). Большая часть сподумена представлена единичными, нередко гигантскими блоками, гнездовыми радиальнолучистыми скоплениями разновеликих, часто пластинчатых кристаллов в связи с кварцевыми обособлениями, ассоциируя с клевеландитом.

слюдами, кристаллами и блоками амблигонита, петалита, поллуцита, позднего микроклина, с минералами Та, Sn, Ве. Наряду со сподуменом местами широко развит лепидолит; помимо белого кварца характерен серый, обогащенный газово-жидкими включениями, часто пористый с мелкими пустотами, содержащими ограненные кристаллы. Наибольшее количество тантало-ниобатов связано с кварц-альбитовым минеральным комплексом.

**Литиевые полевошпат-слюдисто-кварцевые пегматиты.** Пегматиты этого типа, свойственные VII ситуации, еще более разнообразны по составу и другим особенностям. В Северных Аппалачах они неоднократно и подробно изучались многими геологами (Landes, 1925; Shainin, Dellvig, 1965; Gardiner, 1967; Seaman, 1970; Gallup, 1970).

Пегматиты Бакфилда и Гринвуда связаны с массивами среднезернистых порфириовидных плагиоклаз-микроклиновых двуслюдяных гранитов и с гранит-пегматитами, слагающими отдельные участки, апофизы и сателлиты массивов. Пегматитовые жилы согласны со сланцами, осложненными в контактах с пегматитами дополнительной складчатостью.

В непосредственной близости от гранитов расположены крупные пегматитовые тела (до  $150 \times 200$  м, Бакфилд). Их краевые зоны обладают мелкозернистой гранитной структурой. Основной объем выполнен крупноблоковым кварц-микроклиновым комплексом. В осевых частях — кварцевые обособления и пустоты с кристаллами кварца и мориона. К этим участкам тяготеют небольшие скопления лепидолита с замещенным сподуменом, бериллом, турмалином, апатитом, гранатом, сульфидными минералами. В незначительных количествах встречается поллуцит.

Далее от гранитов (Гринвуд) расположены крутопадающие дайкообразные (мощностью до 10 м) большей частью незональные мусковит-кварц-клевеландитовые тела с небольшим количеством микроклина, реже ортоклаза. Раздувы жил выполнены агрегатом кварца, клеветандита, сподумена, петалита, амблигонита и лепидолита с осевыми кварцевыми линзами. Пегматиты содержат поллуцит (в ассоциации с кварц-петалитовыми обособлениями), тантало-ниобаты, касситерит, берилл, фенацит, цветные турмалины, топаз, ганит, бертрандит, апатит и другие минералы. Сподумен бледно-лиловый, часто замещенный. Кварц белый, серый и розовый. Многочисленные миаролы и пустоты (до  $2 \times 3 \times 1,2$  м) тяготеют к раздувам жил, содержат кристаллы розового и зеленого турмалина, топаза, цезиевого берилла, аметиста, апатита, кукейта и гердерита. С пустотами связаны интенсивно замещенные участки пегматита с альбитом и лепидолитом. Отдельные апофизы и ответвления жил имеют полевошпат-кварцевый и существенно кварцевый состав.

Слюдяная сопка — крупное пологое симметрично зональное тело. Главные минералы: кварц, ортоклаз, микроклин, альбит, слюды, шерл. От лежащего к висячему боку выделяются зоны: 1) пегматоидная кварц-микроклиновая с мусковитом и шерлом, мощностью до 4 м; 2) мелкозернистая полосчатая кварц-альбитовая с гранатом (0,1—0,2 м); 3) блоковая кварц-микроклин-клевеландитовая (до 2 м) с крупными единичными кристаллами сподумена, с бериллом, амблигонитом, лепидолитом (крупные гнезда), трифилином, апатитом, касситеритом, ниоботанталитами, брукитом, чилдренитом, отенитом, дамурином, сульфидными и другими минералами с многочисленными пустотами (до  $6 \times 3$ ,  $6 \times 1$  м), содержащими кристаллы разноцветного турмалина в ассоциации с глинистыми минералами, кварцем, клеветандитом, лепидолитом, воробьевитом, аквамаринном, растеритом; 4) узкая кварц-микроклин-плагиоклазовая оточка полосчатой текстуры.

Ряд субгоризонтальных асимметрично-зональных пегматитовых жил Апатитовой сопки характеризуются мусковит-клевеландит-кварц-микроклиновым составом с лепидолитом, амблигонитом, бериллом и аквама-

рином (иногда гигантские кристаллы до 6 м), апатитом, трифилином. В осевой части жил расположены небольшие пустоты с кристаллами микроклина, клевеландита, кварца, мориона, турмалина, раухтопаза. Лепидолит ассоциирует с клевеландитом, мусковитом, кварцем и гранатом вблизи пустот и в самих пустотах. Отмечаются: касситерит, колумбит, алланит, отенит, гуммит, магнетит, молибденит, триплит.

Более 30 кварц-полевошпатовых и микроклин-сподумен-кварц-альбитовых жил Ньюри содержат более 100 минералов (Gardiner, 1967), в том числе: поллучит, мусковит, лепидолит, амблигонит, различные турмалины, минералы бериллия, олова и тантала. Характерно широкое развитие литиевых силикатов, среди которых резко преобладает сподумен, и более поздних по времени образования фосфатов Мп, Fe, Al, Be и особенно лития. Структура пегматитов преимущественно крупнокристаллическая (кристаллы сподумена до  $3 \times 0,1 \times 0,5$  м), внутреннее строение незональное. Миаролы и пустоты развиты ограниченно или отсутствуют.

Уолден (Миддлтоун, Коннектикут) — пологое пластовое симметрично-зональное тело, сходное по составу с пегматитами Ньюри, но при относительно меньших количествах сподумена и больших — лепидолита (Seaman, 1970). Характерны четкая обособленность литиеносных зон и линз, наиболее ранние идиоморфные минералы которых монтебразит и сподумен. Сподумен образует пластины (до  $40 \times 15$  см) розового и пурпурного (кунцит) цвета в ассоциации с дымчатым кварцем или с лепидолит-клевеландит-кварцевым агрегатом; нередко прорастает кварцем, включает в себя «желваки» клевеландита, лепидолита, микролита. Поллучит (обособления до 0,5 м) тесно ассоциирует со сподуменом, монтебразитом, рубеллитом, воробьевитом на периферии кварцевых обособлений, являясь одним из наиболее поздних минералов, после которого образуются лепидолит, микролит, касситерит, топаз, опал, халцедон, пиролюзит. Относимые к пегматитам жилы Амелии (Виргиния) содержат (в %): разноокрашенного кварца — более 60, мусковита — 15, хорошо образованных кристаллов микроклина размером до 30 см — 10, крупных (до 12 см) кристаллов турмалина и берилла — соответственно 5 и 2 (Bland, 1965).

**Низкотемпературные слюдоносно-редкометалльные пегматиты.** Ряд небольших пегматитовых полей этого наиболее разнообразного типа на плато Колорадо связан с докембрийскими гранитами, одновозрастными гранитам Харни-Пик, но сформировавшимися в условиях VII или переходной к X ситуации.

На месторождении Кварц-Крик (Ганнисон) непосредственно с гранит-пегматитами или через промежуточное звено небольших кварц-полевошпатовых пегматитов (кварца 20%, микроклина 35%, альбит-олигоклаза 45%) связаны крупные тела литиеносных пегматитов, сменяющиеся кварцевыми жилами с мусковитом, бериллом, турмалином и небольшим количеством монацита, колумбита, самарскита.

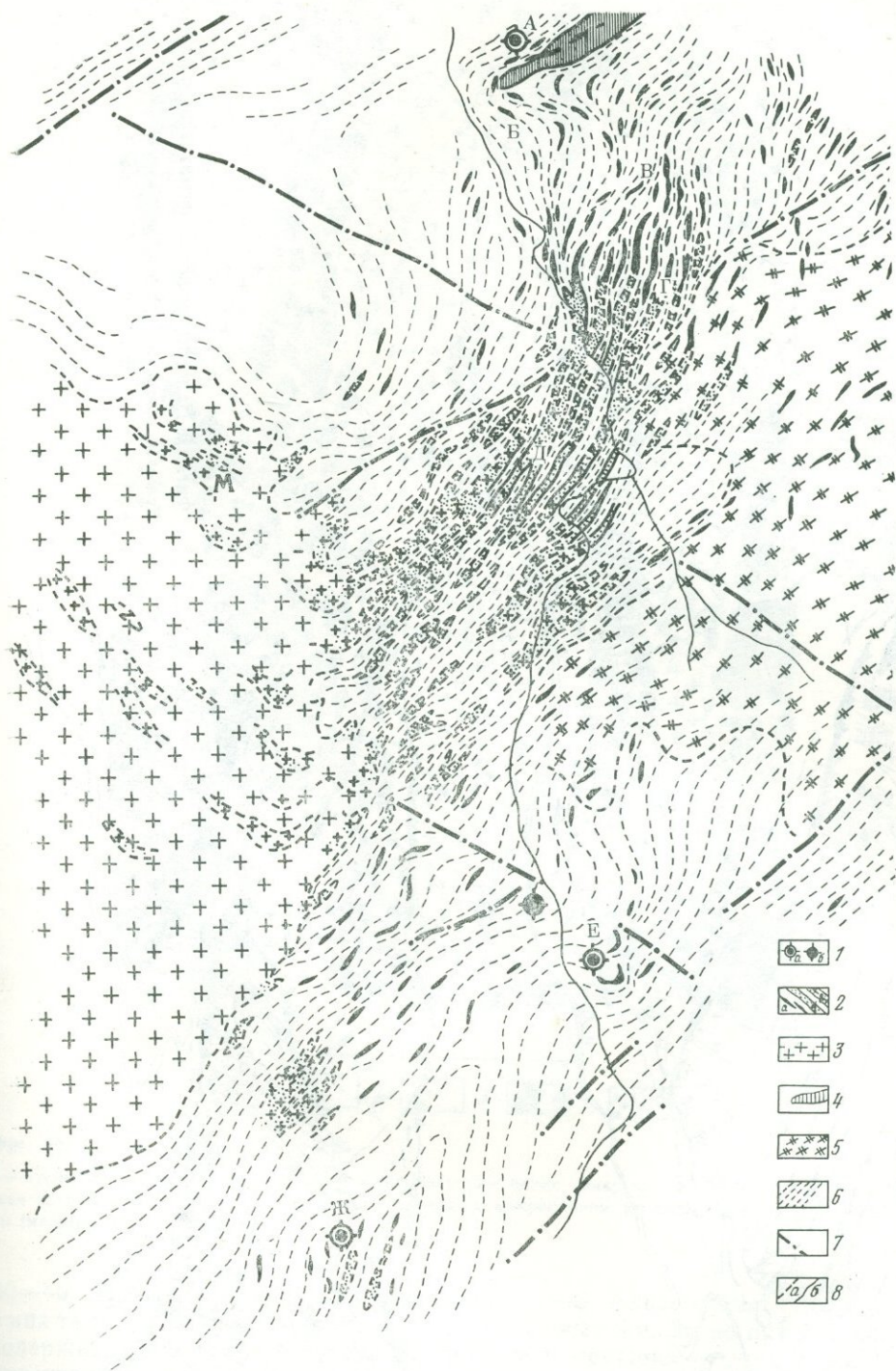
Литиеносные пегматиты участка Браун-Дерби — ряд зональных и (или) полосчатых даек размером от  $170 \times 4$  до  $400 \times 0,5$  — 17 м, секущих диориты. В пегматитах выделяются: краевые кварц-альбитовые зоны с микроклином, мусковитом, бериллом, лепидолитом; лепидолитсодержащие зоны или обособления, иногда клевеландит-кварцевые и кварцевые линзы. Главные минералы (в порядке убывания): клевеландит, лепидолит, кварц; второстепенные: мусковит и другие слюды, микроклин, сподумен, амблигонит, щелочной берилл, различные турмалины, топаз, флюорит, микролит, танталит-колумбит, касситерит, монацит, ганит, бетафит и др. Характерно большое количество (15—75%) лепидолита и других слюд при содержании в лепидолитах до 0,1% Cs, до 1,62% Rb, до 7,49% F (Heinrich, 1967); большое количество топаза и флюорита; наличие миарол у пустот в пегматитах. Извлекаются микроклит-лепидолитовые руды.

На участке Базока наряду с мелкими лепидолит-альбитовыми пегматитами известны два линзовидных тела мощностью 5—10 м, в которых выделяются лепидолит-кварцевая оторочка, затем кварц-альбитовая зона мощностью 1 м с 5% лепидолита. Основной объем жил выполнен клевеландит-амблигонит-сподумен-кварцевой ассоциацией (амблигонита 5—10% и сподумена 12%) с лепидолитом, микролитом, пирохлором и другими минералами, с кварцевыми линзами и единичными кристаллами микроклина.

Эйт-Майл-Парк (Фремонт). Здесь в полосчатых гранитах расположен ряд параллельных пластобразных фациальных обособлений зональных кварц-олигоклаз-микроклиновых пегматитов с мусковитом, биотитом и турмалином, переходящих в секущие кварц-микроклиновые жилы с кварц-альбит-мусковитовыми обособлениями, содержащими берилл и триплит. Во вмещающих сланцах и кварцитах эти жилы сменяются силлами лепидолит-альбитовых пегматитов с бериллом, петалитом и амблигонитом (фремонитом).

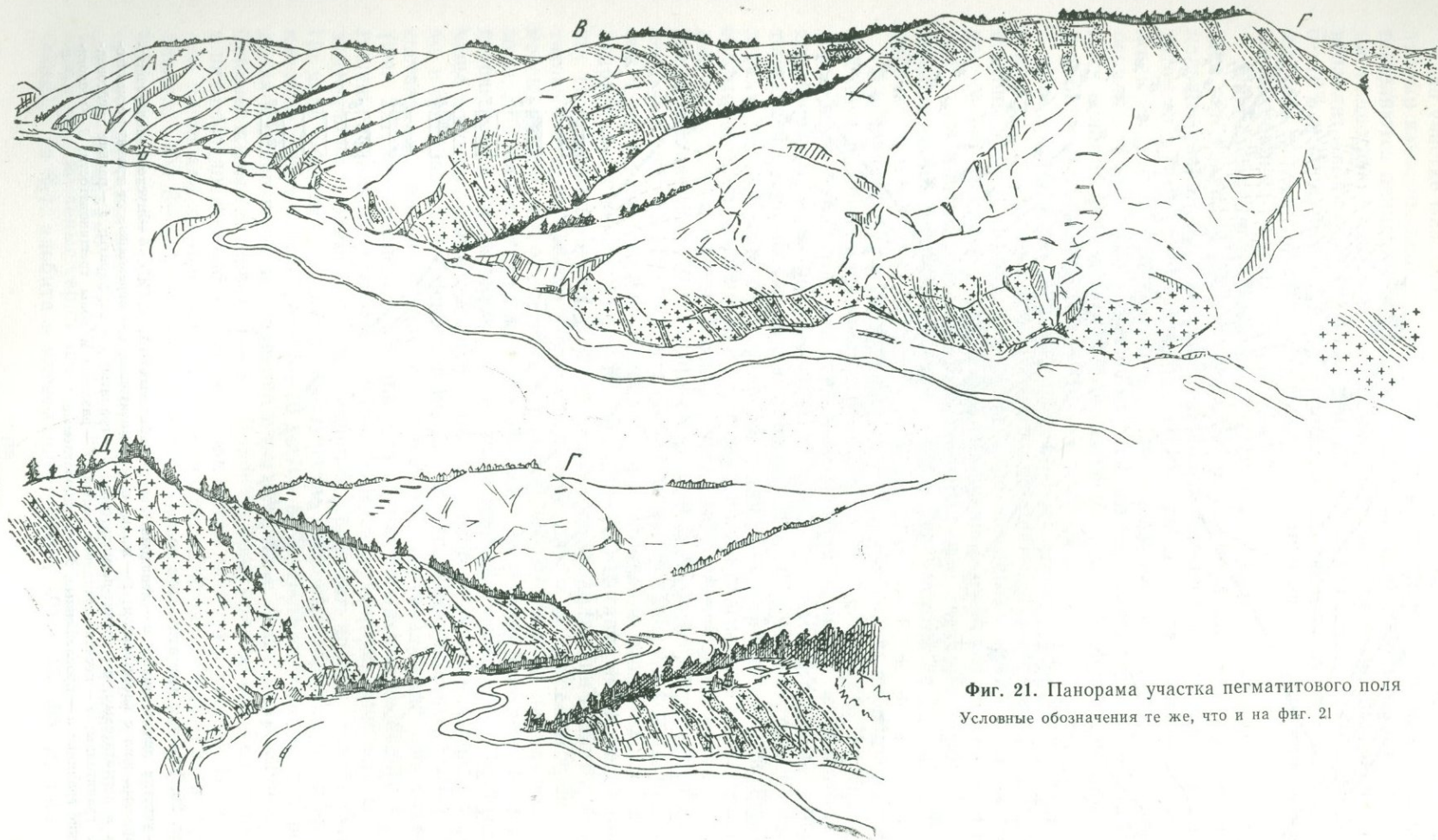
На участке Ярл крупное (250×1—6 м) пологое тело имеет резкие контакты с гранитами в висячем боку, но постепенно переходит в них со стороны лежащего бока. В раздуде тела находится крупное кварцевое ядро с кристаллами микроклина, окруженное мусковит-альбитовой зоной с эвксенитом, гадолинитом, апатитом и с гнездами флюорита и монацита. Под кварцевым ядром находятся пустоты до 10 см в поперечнике.

В условиях VII ситуации классификационной схемы в Сибири, Средней Азии и Забайкалье продуктивные пегматиты связаны с массивами двуслюдяных гранитов с фациальными обособлениями мусковитовых, характеризующихся большей частью пологой согласной кровлей, испытывающей пластические деформации под воздействием интрузии. В пределах одного из таких полей резко преобладающими жильными производными гранитов являются гранит-пегматиты, слагающие многочисленные согласные апофизы массива и крупные межпластовые дайки на их продолжении (фиг. 20, 21). Максимум апофиз и даек сосредоточен в участке резкого перегиба простирания песчано-сланцевой толщи, откуда они внедряются в виде тесно сближенной жильной серии вдоль узкой надразломной зоны наиболее крутых (70—80°) складок вмещающей толщи. Пегматитовые жилы, расположенные на продолжении гранит-пегматитовых жил, составляют незначительную долю общего объема жильной массы, слагая согласные тела в пологом (5—30°) крыле надразломной зоны. Вблизи массива гранит-пегматиты соответствуют среднему составу двуслюдяных и мусковитовых гранитов, характеризуются неправильными чаще полосовидными обособлениями блокового микроклина среди мелко- и среднезернистой основной массы кварц-плагиоклазового (№ 9—18) состава с альбит-мусковит-кварцевыми струевидными участками (фиг. 22). По сравнению с гранитами гранит-пегматиты несколько обогащены гранатом, апатитом, турмалином, колумбитом; они содержат аксессуарные сподумен, циркон, монацит, уранинит, апатит, молибденит. По мере удаления от гранитов количество блоковых обособлений в гранит-пегматитах возрастает с 5—10 до 70—80% в районе участка Д, определяя постепенность их перехода в пегматитовые кварц-микроклин-альбитовые жилы (интервал Д—Г). Далее по простиранию жильных серий в них последовательно возрастает количество альбита и кварца. В дальнем интервале жильной серии В состав пегматитов следующий (в %): альбита (№ 8—11) — 40—50, микроклина — 15—20, кварца — 30—40, мусковита — 2—5; аксессуарные: колумбит-танталит, турмалин, апатит, гранат, сподумен, циркон, монацит, касситерит, биотит, берилл, флюорит и другие минералы; характерно присутствие халцедоновидного кварца. Некоторые жильные серии завершаются маломощными жилами, состоящими из (в %): альбита и клевеландита (№ 5—9) — 45—55, кварца —

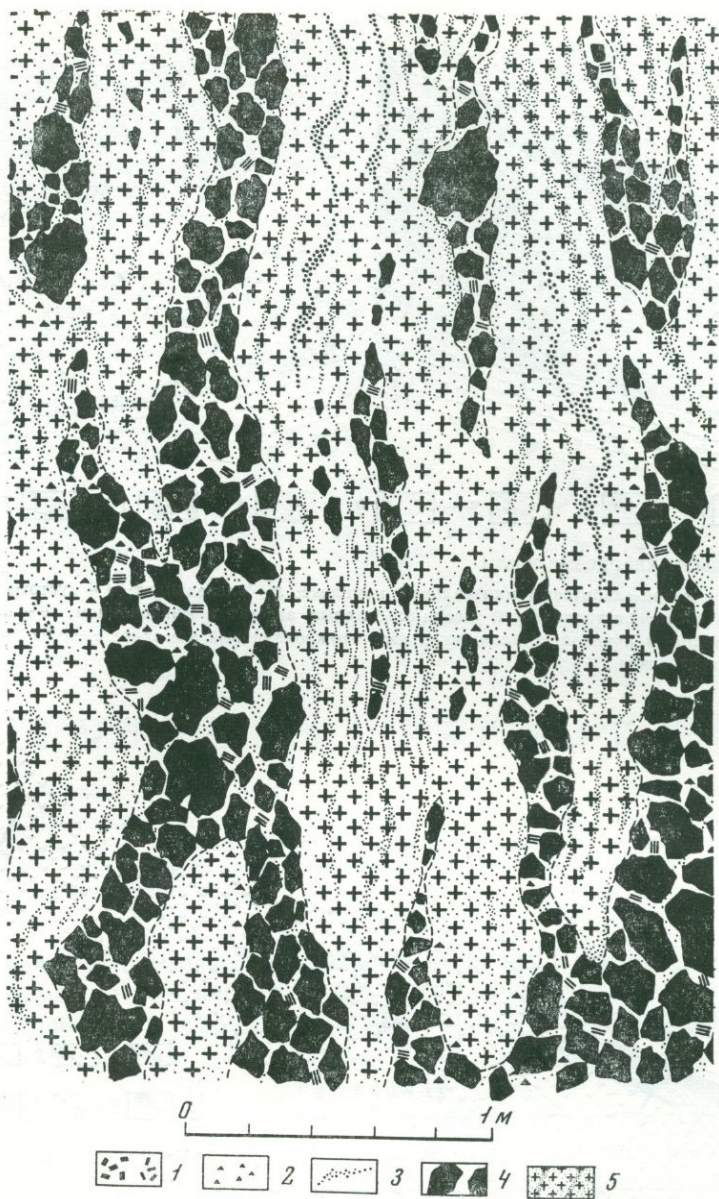


Фиг. 20. Участок пегматитового поля

1 — участки локализации: *a* — лепидолит-кварц-альбитовых (А, Е, Ж), *б* — мусковит-полевошпат-кварцевых жил с касситеритом; 2 — жилы: *a* — пегматитовые, *б* — переходные от гранит-пегматитовых к пегматитовым, *в* — гранит-пегматитовые; 3 — граниты; 4 — порфиры; 5 — ранние гнейсовидные гранитоиды; 6 — песчано-сланцевая толща; 7 — разломы и зоны трещиноватости; 8 — геологические границы: *a* — прослеженные, *б* — предполагаемые



Фиг. 21. Панорама участка пегматитового поля  
Условные обозначения те же, что и на фиг. 21

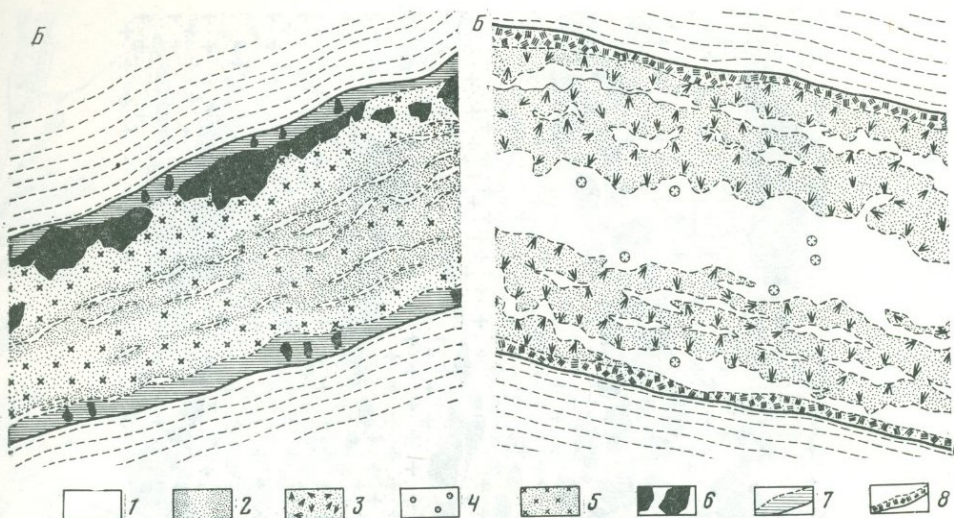


Фиг. 22. Гранит-пегматит

1 — мусковит и биотит; 2 — турмалин; 3 — гранит; 4 — блоки микроклина; 5 — мелкокристаллическая кварц-олигоклазовая (и альбит-олигоклазовая) с микроклином ассоциация гранитной структуры (местами полосчатая)

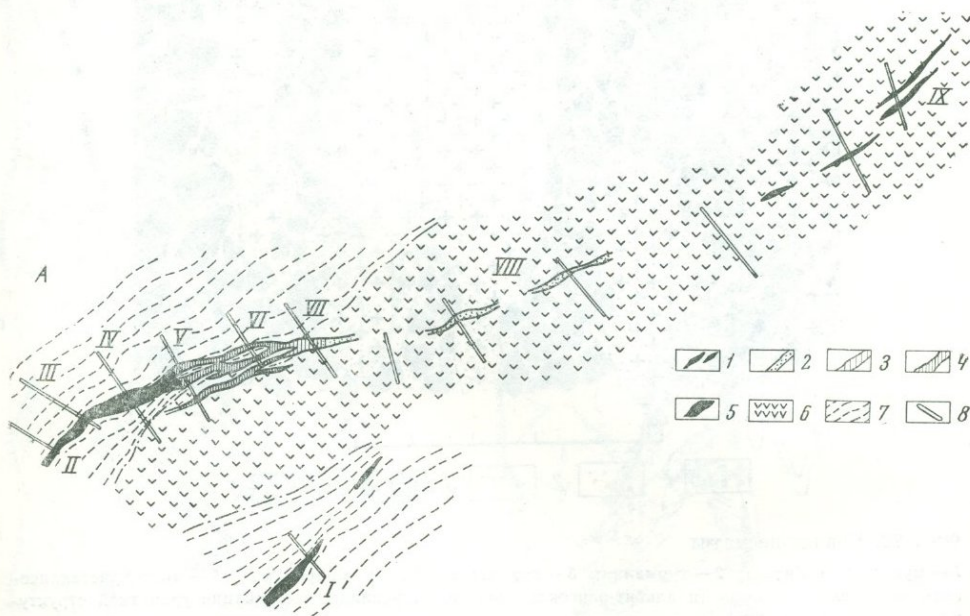
30—40, микроклина — 8—12, мусковита — 2—6. Акцессорные минералы в них те же, что и в микроклин-кварц-альбитовых жилах, но при больших содержаниях колумбит-танталита, граната и меньших — турмалина. По простиранию эти жилы переходят в альбит-кварцевые (фиг. 23), а затем в кварцевые и кварц-халцедоновые. На продолжении жил во вмещающих породах отмечаются интенсивное окварцевание, альбитизация, турмалинизация и ослюденение, затухающие в интервале 10—15 м.

Лишь в отдельных случаях жильные серии завершаются маломощными литиеносными жилами. Особенности таких жил на одном из участков поля хорошо видны на зарисовках (фиг. 24, 25). Соотношения пород-



Фиг. 23. Альбит-кварцевые жилы

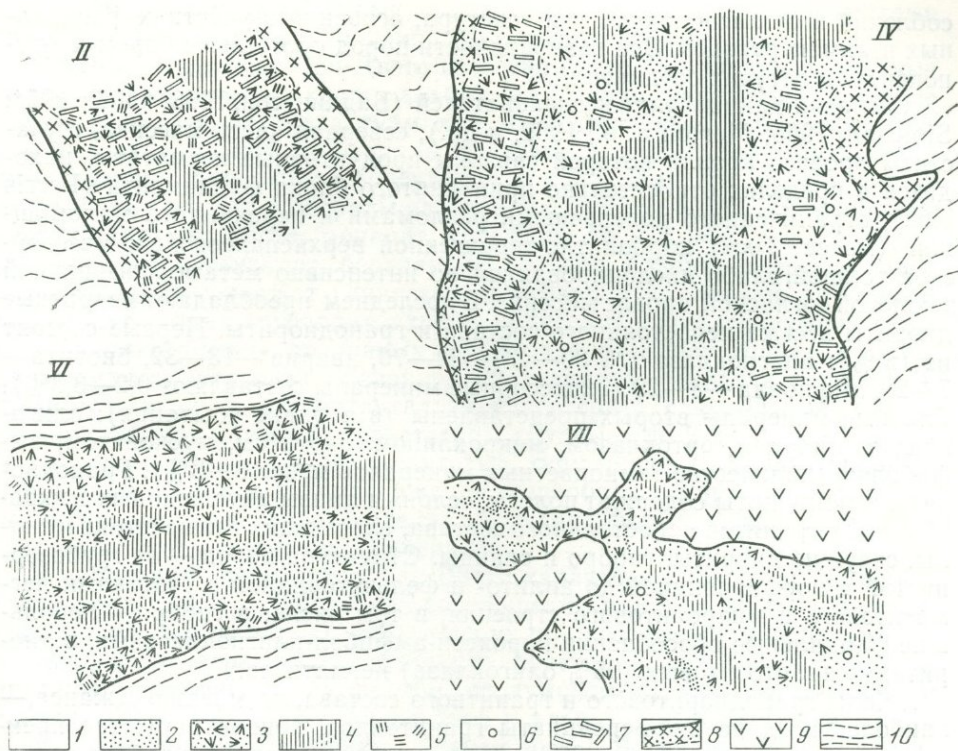
1 — кварц; 2 — кварц-альбитовый минеральный комплекс; 3 — клевеландит; 4 — пустоты и миаролы; 5 — мелко- и среднекристаллический кварц-альбитовый агрегат с микроклином; 6 — блоки микроклина; 7 — средне- и крупнокристаллический кварц-микроклиновый комплекс с альбитом; 8 — мусковит-кварцевая оторочка



Фиг. 24. Участок пегматитового поля

1—5 — жилы: 1 — кварц-халцедоновые с флюоритом, 2 — кварц-альбитовые, 3 — лепидолит-кварц-альбитовые, 4 — те же, со сподуменом и микроклином, 5 — лепидолит-микроклин-сподумен-кварц-альбитовые; 6 — порфириты; 7 — песчано-сланцевые толщи; 8 — каналы

образующих минералов в ряде сечений пегматитовых жил приведены в табл. 11 и указывают на обычную последовательность изменений минерального состава пегматитов, но при аномально высоких содержаниях кварца, альбита, лепидолита и касситерита. Характерны: малые количества берилла, отсутствие литиевых фосфатов и поллуцита; четкая корреляция цезия с лепидолитом, рубидия — с микроклином; тяготение тантала



Фиг. 25. Участки жил

1 — кварц; 2 — кварц-альбитовый комплекс; 3 — клевеландит; 4 — мелко- и тонкозернистый лепидолит-кварцевый комплекс с альбитом; 5 — крупночешуйчатый лепидолит; 6 — миаролы и пустоты; 7 — сподумен; 8 — мелко- и среднекристаллическая микроклин-кварц-альбитовая ассоциация; 9 — порфириды; 10 — песчано-сланцевая толща

к существенно альбитовым комплексам; наличие мелких пустот и миарол. На продолжении пегматитовых жил располагаются флюорит-халцедон-кварцевые и халцедон-флюоритовые жилы (сечение IX; см фиг. 24).

Таблица 11

Породообразующий минерал, %	Сечение II	Сечения IV-V	Сечение VII	Сечение VIII
Кварц	30—35	30—40	30—40	40—50
Альбит	40—45	40—50	55—65	50—60
Микроклин	8—10	2—6	—	—
Сподумен	10—15	—	—	—
Лепидолит	2—5	10—12	4—6	—

Пегматиты Сан-Диего (Калифорния) представляют экзотический тип пегматитов, сформировавшихся в промежуточных условиях ситуаций V11, VIII, IX. Южнокалифорнийский малоглубинный массив отличается исключительно разнообразным составом многочисленных (более 20) фациальных и фазовых разновидностей — от наиболее ранних габбро до наиболее поздних гранитов. Первые представляют 7% общего объема массива, вторые — 2%; диориты и тоналиты — 63%, монцониты, гранодиориты и тоналиты — 63%, монцониты и гранодиориты — 28% (Larsen, 1948). Большинству пород свойственны полосо- или линзовидные формы обо-

соблений и согласнополосчатая текстура, особенно в участках фациальных взаимопереходов. Все разновидности пород обогащены бором и компонентами летучих соединений.

Согласно данным ряда исследователей (Баддингтон, 1963; Jahns, 1954; Simpson, 1965; Morton а. о., 1969, и др.), северная часть массива, с участком провеса кровли которой связаны продуктивные пегматиты, находится в пределах относительно приподнятого блока фундамента (Perris blok), ограниченного поперечными разломами и перекрытого маломощной (менее 3 км) карбонатно-терригенной верхнепалеозойско-мезозойской толщей, слабо дислоцированной, но интенсивно метаморфизованной в пологой согласной кровле массива. В последнем преобладают кварцевые диориты весьма непостоянного состава и гранодиориты. Первые состоят из (в %): плагиоклаза (№ 30—48)—34—70, кварца—13—32, биотита—7—22, амфибола—4—29 (акцессорные минералы составляют 0,2—3,8%). Главные минералы вторых представлены (в порядке убывания): олигоклазом, кварцем, ортоклазом, микроклином, биотитом, мусковитом, амфиболом (количество темноцветных минералов менее 5—8%). Гранодиориты и монцониты содержат полосы, «слои» и линзы двуслюдяных микроклиновых гранитов непостоянного состава, слагающих также штоки и жилы, секущие диориты, габбро и сланцы. Структура пород — от грубозернистой и порфиоровидной до аплитовидной и фельзитовидной с участками пегматитового и миаролитового строения, в том числе: в габбро — небольшие фациальные обособления пироксен-амфибол-плагиоклазовых, в диоритах — анартозитовых (95% олигоклаза) пегматитов.

Жилы гранодиоритового и гранитного состава, по мнению Джанса, — наиболее поздние дифференциаты гранитоидов, концентрируются преимущественно в пологих (5—25°) контракционных трещинах габбро и диоритов, реже — во вмещающих породах. Это тесно сближенные, соединенные перемычками жилы и единичные тела мощностью до 40 м и протяженностью в несколько сот метров. Структура жильных тел — от аплитовой до крупнокристаллической гранитной и графической. По простиранию тел, особенно в участках их раздувов и перегибов, вблизи всяческого бока в возрастающем количестве обособляются линзы и полосы пегматитов, слагающих далее основной объем жил. Отдельные крутопадающие жилы полосчатых гранит-аплитов и гранит-пегматитов переходят по восстанию в кварцевые жилы.

В пегматитах (по данным Jahns, Wright, 1951; Jahns, 1954; 1954; Willad, 1969) выделяется более 10 зон и подзон, объединяемых в следующие наиболее крупные зоны или минеральные ассоциации: I — микроклин-кварц-альбитовые (или олигоклазовые) мелко- и среднезернистой гранитной и графической структуры, местами с кристаллоблоками микроклина, ориентированными по нормали к контактам; II — аплитовидные кварц-альбитовые, часто полосчатые; III — блоковые кварц-микроклиновые и микроклин-кварцевые; IV — сподумен-кварцевые и V — кварцевые осевые линзы; VI — лепидолитсодержащие зоны, расположенные между осевыми и блоковыми зонами или внутри их; VII — пустоты и полости от тонких (1—2 см) щелевидных до эллипсоидальных 12×80 м, расположенных внутри лепидолитсодержащих зон и под осевыми линзами. Большая часть жил полностью сложена ассоциациями I и II—III, иногда с кварцевой осью и небольшими полостями. С востока на запад (участки Мезо-Гранде и Хариарт) эти пегматиты сменяются крупноблоковыми и сподуменсодержащими, а затем альбит-лепидолит-кварцевыми (Квин-Маунтин). Единичные многозональные пегматитовые обособления в составе мощных даек (Стюарт, Пала-Чиф, Вандерберг-Катарина) содержат крупные полости, а также внутренние и осевые зоны (III, IV, V, VI) с максимально разнообразным минеральным составом. Наиболее постоянной зоной является кварцевая ось (V), часто с кристаллами микроклина, амблигонита, сподумена, клевеландита, берилла, слюд и других минералов в

краевых частях. Кварц — белый, розовый, дымчатый до черного, местами прозрачный, иногда с вкрапленностью сульфидных минералов.

Всего в пегматитах Сан-Диего известно более 80 минералов; главные (в порядке убывания): кварц, альбит, микроклин, лепидолит и другие слюды, сподумен, ортоклаз, турмалин; второстепенные: амблигонит, гранат, амазонит, различные бериллы, фосфаты, танталит-колумбит; местами в заметных количествах присутствуют: опал, халцедон, кукеит, цеолиты, поллуцит, эпидот, минералы висмута, касситерит, магнетит, микролит, манганотанталит, топаз, монацит, сульфиды Fe, Cu, Mo; реже петалит, шпинель, стибиотанталит, берtrandит, гельвин, бавенит и другие минералы. Полости содержат глинистый материал и ювелирные кристаллы кварца, турмалина (рубеллит, ахроит, индиголит и др.), сподумена (кунцит, геденит, трифан), различных бериллов, топаза, раухтопаза, а также клевеландита, ортоклаза, бавенита, берtrandита, фенакита, монацита, апатита, микролита, стибиотанталита, касситерита, слюд. Осевым зонам, особенно вблизи полостей, свойственны крупные (до 2 м) радиально-лучистые веерообразные клевеландитовые, турмалиновые, сподуменовые и берилловые агрегаты. На продолжении веерообразных агрегатов, раскрытых в сторону полостей, в пределах последних формируются ювелирные кристаллы соответствующих минералов.

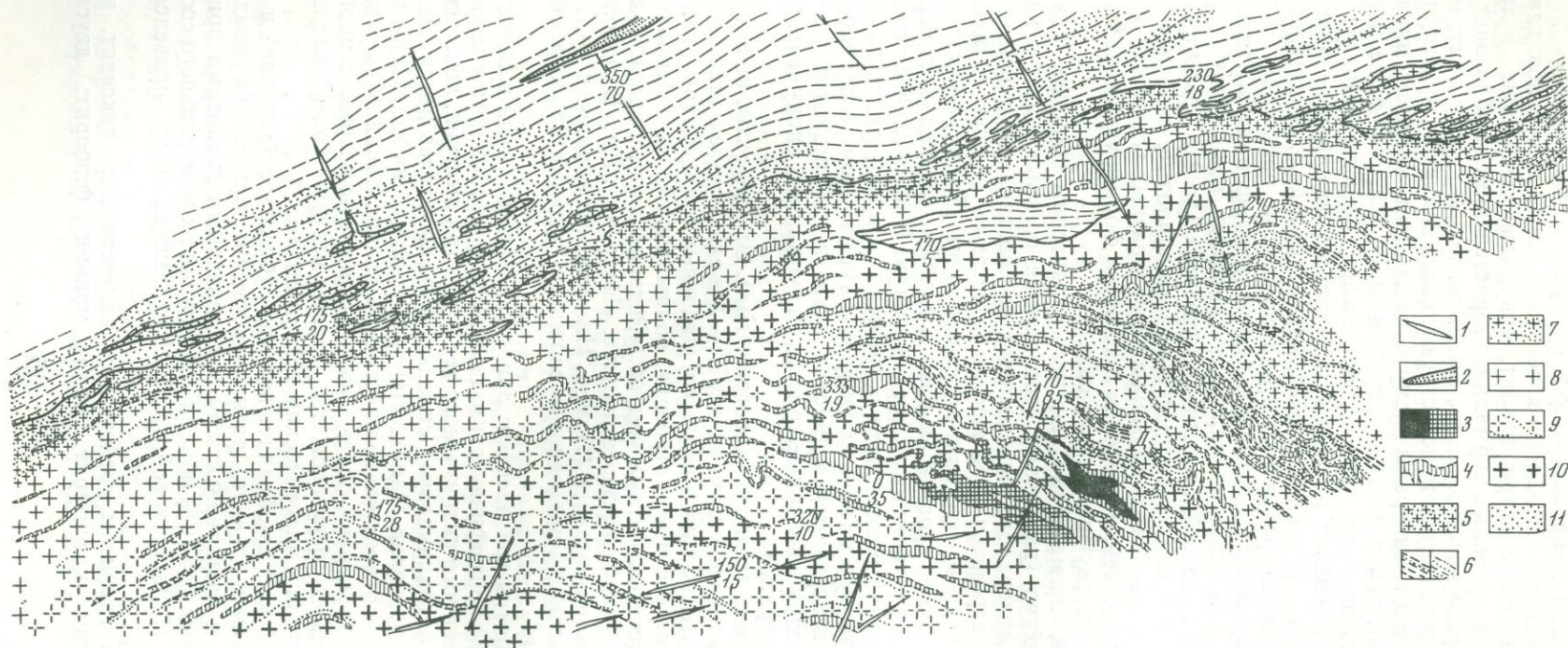
В целом для пегматитов Сан-Диего характерны широкое развитие полосчатых текстур (различные соотношения полевых шпатов, кварца, слюд и других минералов), переходящих по простиранию в неразифференцированные агрегаты; графические сростания кварца с полевыми шпатами, турмалином, мусковитом, сподуменом. Почти весь микроклин содержит пертитовые вроски альбита и альбит-олигоклаза, номера которого снижаются от внешних к осевым зонам. В ряде случаев кристаллоблоки микроклина и амазонита погружены в мелкозернистую мусковит-альбит-кварцевую массу с бериллом, турмалином и лепидолитом. Из пегматитов извлекаются лепидолит, отчасти амблигонит и сподумен, но главным образом ювелирные кристаллы турмалина, сподумена, берилла и других минералов.

**Редкометальные граниты («апограниты»).** Эти объекты, преимущественно формирующиеся в ситуациях VIII—X и слагающие апикальные выступы и сателлиты массивов кислых и щелочных гранитоидов, отличаются особенностями состава и строения, сближающими их с пегматитами, грейзенами и метасоматитами (см. сб. «Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации». «Недра», 1972). В дополнение к охарактеризованным ранее (Памир, Нигерия, Забайкалье и др.), ниже приводится описание еще одного сложного редкометальногранитного объекта Сибири.

Эрозией вскрыты три массива: Западный, Центральный и Восточный, представляющие по геофизическим данным выступы единого уплощенного межформационного интрузивного тела. Все три выступа, локализованные в пологой антиклинальной складке, формировались на глубине 2—3 км в сходных условиях. Однако Центральный массив залегает в песчано-сланцевой, т. е. относительно пластичной, толще; Западный и особенно Восточный — интрузируют более высокие горизонты разреза с многочисленными прослоями эффузивов, т. е. толщу, местами более склонную к разрывным, нежели к пластическим деформациям.

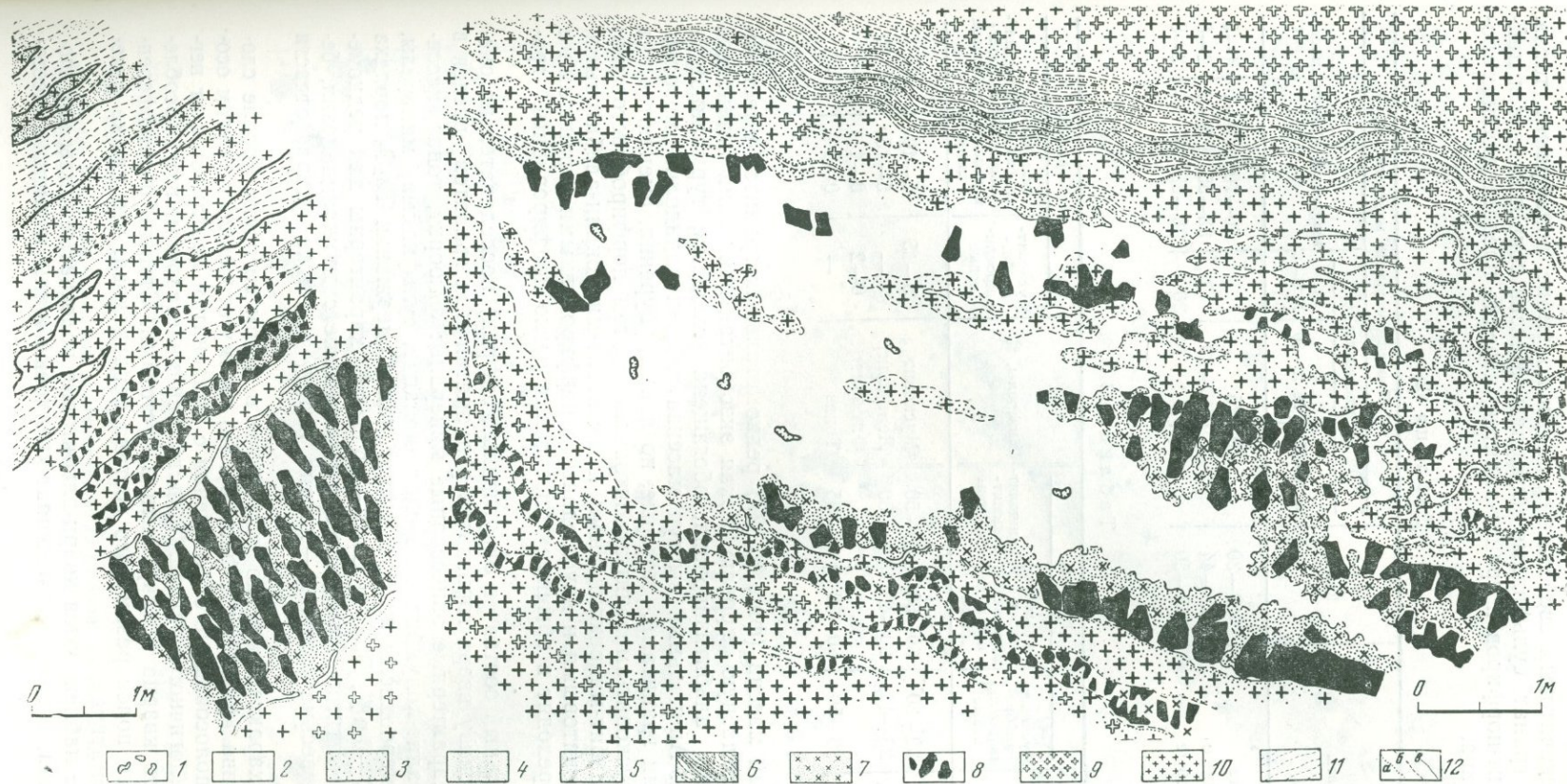
Центральный массив обладает пологой субсогласной кровлей и представлен тремя фаціальными разновидностями: резкопорфировидными двуслюдяными и разнозернистыми мусковитовыми гранитами при преобладании первых (до 70% объема). Вариации их минерального состава, по данным Н. Е. Залашковой, А. И. Кулагашева и др., приведены в табл. 12.

Биотитовым гранитам свойственны акцессорные: эвксенит, рутил, апатит, ильменит, касситерит, циркон, монацит, флюорит; двуслюдя-



Фиг. 26. Апикальный выступ Западного массива

1 — секущие кварцевые прожилки; 2 — полосчатые мелкозернистые полевошпат-кварцевые жилы; 3 — кварц; 4 — обособления с блоковым амезонитом; 5—9 — граниты и гранит-пегматиты: 5 — эндоконтактные мелкозернистые, 6 — полосчатые, 7 — мелкокристаллические резко обогащенные альбитом и лепидолитом, 8 — среднекристаллические альбит-амезонитовые, 9 — крупнокристаллические и мелкоблоковые альбит-амезонитовые; 10 — обогащенные кварцем и лепидолитом; 11 — ореолы экзоконтактных изменений



Фиг. 27. Участок апикального выступа Западного массива

1 — миаролы и пустоты; 2 — кварц; 3—6 — кварц-альбитовый агрегат: 3 — с преобладанием кварца, 4 — с преобладанием альбита, 5 — слабо полосчатый, 6 — четко полосчатый (обособление кварца и альбита); 7 — гранит, обогащенный кварцем и лепидолитом; 8 — блоки амазонита; 9 — альбит-амазонитовые граниты; 10 — то же, полосчатой текстуры и с преобладанием альбита; 11 — сланцевая толща; 12 — границы обособлений; а — постепенные, б — резкие, в — наиболее резкие

ным и мусковитовым свойственны еще и колумбит, вольфрамит, топаз, турмалин, гранат, сульфидные минералы. Массив сопровождается дайками гранит-порфиров и гранит-аплитов, нередко представляющих апофизы массива.

Таблица 12

Граниты	Кварц	Породообразующие минералы, %					
		плаггиоклаз			микроклин	биотит	мусковит
		№ 20—25	№ 10—20	№ 3—5			
Биотитовые	10—30	10—25			30—70	3—10	1—5
Двуслюдяные	23—44	13—19			33—55	3—8	2—8
Мусковитовые	15—50	14—26			28—65		2—8

Таблица 13

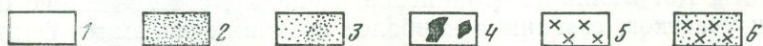
Минералы, %	Граниты			Минералы, %	Граниты		
	Мусковит-альбит-микроклиновые	Амазонит-альбит с мусковитом и лепидолитом	Лепидолит-амазонит-альбитовые		Мусковит-альбит-микроклиновые	Амазонит-альбит с мусковитом и лепидолитом	Лепидолит-амазонит-альбитовые
Альбит	20—30	30—50	40—50	Мусковит	5—15	5—10	—
Амазонит и микроклин	20—40	20—40	10—30	Лепидолит	—	5—15	5—20
Кварц	30—50	20—30	25—35	Флюорит	0—2	0—1	—
				Топаз	—	0—2	1—5

Западный массив (фиг. 26, 27) редкометалльных гранитов имеет пологую субсогласную кровлю. Узкая экзоконтактная зона интенсивно окварцована, альбитизирована, обогащена слюдами, турмалином и флюоритом. Апикальный выступ массива сложен лепидолит-амазонит-альбитовыми гранитами, которые, по данным бурения, сменяются на глубине мусковит-амазонит-альбитовыми, затем порфиروبластовыми: мусковит-альбит-микроклиновыми и мусковит-микроклин-альбитовыми, далее мусковитовыми и двуслюдяными порфиroidными гранитами и наконец переходят в обычные биотитовые резко порфиroidные граниты.

Минеральный состав (в округленных цифрах) последовательно сменяющихся снизу вверх горизонтов редкометалльных гранитов сведен в табл. 13. Характерные акцессорные минералы: флюорит, топаз, касситерит, танталит-колумбит, микролит, монацит, сульфидные минералы, окислы и гидроокислы железа и марганца. Содержания  $Ta_2O_5$  порядка 0,0п%,  $Li_2O$ —0,п%,  $Rb_2O$  и  $Cs_2O$ —до 0,0п% характерны для редкометалльных пегматитов. Примечательны невысокие содержания цезия, бериллия при весьма высоких — натрия, лития, а также фтора, отчасти фосфора.

Весьма характерно четко полосчатое в целом согласно кровле сложение массива (фиг. 28, см. фиг. 26). По своему строению и другим особенностям полосовидные обособления с амазонитом неотличимы от пегматитов аналогичного состава. Сходство усиливается наличием обособлений сливного кварца с миаролами и пустотами. Степень раздифференцированности полос различного состава неодинакова, что также отмечается в пегматитах.

В кровле наблюдаются кварц-альбитовые полосчатые жилы или апофизы массива, а также полевошпат-кварцевые жилы и жилы с шесто-



Фиг. 28. Участок полосчатой текстуры

1 — кварц; 2—3 — мелкозернистый лепидолит-кварц-альбитовый агрегат с преобладанием альбита (2) и кварца (3); 4 — амазонит; 5—6 — разномасштабная ассоциация амазонита, лепидолита, кварца и альбита с преобладанием амазонита (5) и альбита (6)

ватым кварцем в щелевидных полостях, содержащих флюорит, топаз и другие минералы.

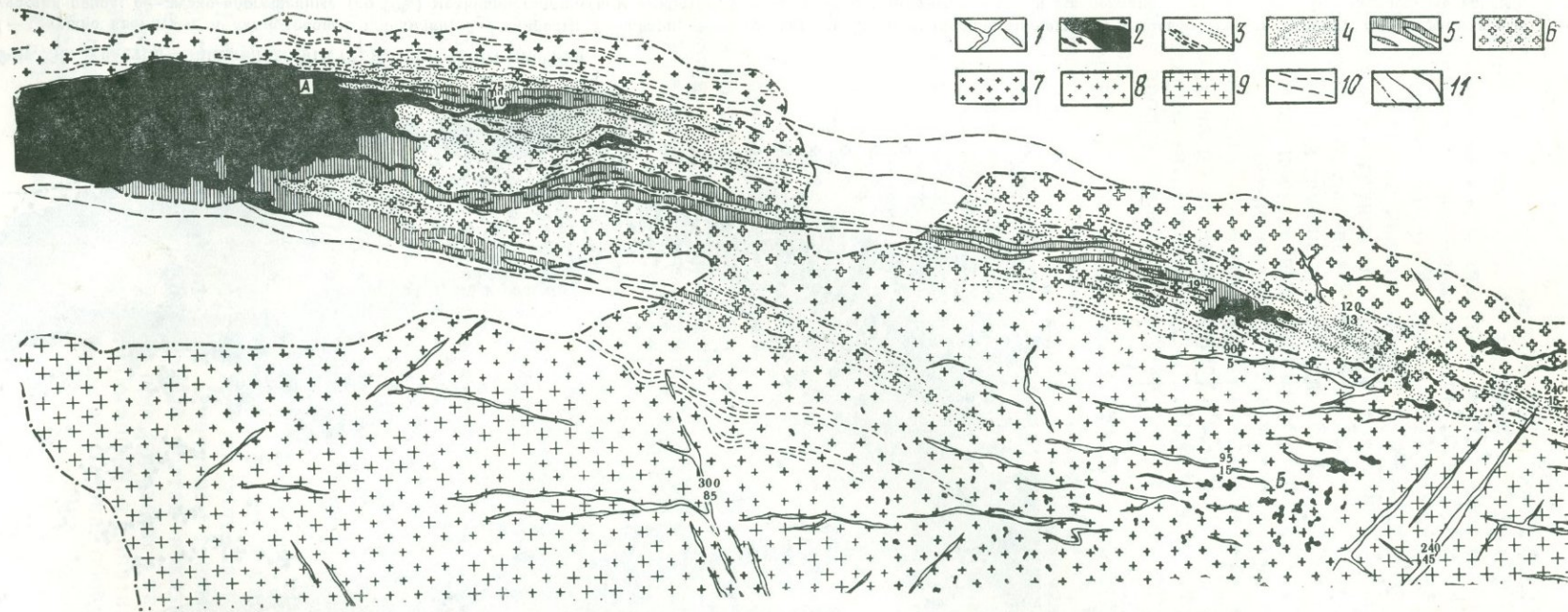
Восточный массив (фиг. 29, 30) — небольшой штокообразный выступ преимущественно среднезернистых порфиroidных мусковитовых гранитов непостоянного состава и состоящих из (в %): кварца — 30—40, альбита — 10—40, микроклина — 10—20 и мусковита — 5—15. Акцессорные минералы представлены: бериллом, вольфрамитом, касситеритом, сульфидами, минералами висмута. Граниты обогащены топазом, флюоритом, содержат гранат, апатит, гематит. Экзоконтактные зоны грейзенизированы. Массив сопровождается аплитовидными дайками, полевошпат-кварцевыми, но в основном существенно кварцевыми жилами с вольфрамитом. Рудоносна часть массива с крутыми секущими контактами. Бурением установлена вертикальная зональность, выражающаяся в постепенной смене «грейзенизированных» гранитов апикальной части массива резко обогащенными альбитом и затем обычными мусковитовыми гранитами.

Основной рудный компонент — вольфрамит — вкраплен в «грейзенизированных» гранитах, состоящих в среднем из (в %): кварца — 50—60, мусковита — 10—30, альбита — 10—15, микроклина — 5—15. Здесь же присутствуют: шеелит, берилл, касситерит, пирит, халькопирит, висмутин, флюорит. Полевошпат-кварцевые и кварцевые жилы наиболее обогащены вольфрамитом, отчасти бериллом. Однако в целом они составляют незначительную долю в общем балансе руд. Концентрации тантала и ниобия в вольфрамитах достигают 2,5% — в «грейзенах» гранитов; 1,5% — в кварцевых жилах, секущих граниты, и 0,1% — в секущих вмещающие толщи. Содержания лития в породе составляют преимущественно 0,0п%, рубидия — 0,0п — 0,п%, цезия — 0,00п% (за счет слюд и микроклина).

Крупное альбит-кварц-микроклиновое фаціальное пегматитовое тело в своей «корневой» части (справа на зарисовке) постепенно «растворяется» среди существенно кварцево-слюдисто-альбитовой полосчатой породы. По простиранию оно приобретает все более четкие контуры широких полосовидных обособлений в основном кварц-микроклинового состава в окружении полосчатой существенно кварц-альбитовой породы с различным соотношением кварца, альбита, мусковита и микроклина. Далее в пегматитовом теле резко обособляется кварцевая составляющая, после чего оно приобретает все более четкие контуры, переходя в секущую кварцевую жилу, внедряющуюся во вмещающие породы. Следует подчеркнуть директивность блоков микроклина, обладающих четкими кристаллографическими гранями, их разрушенность и замещенность в альбитовых участках; наличие в сливном кварце миарол и пустот, выполненных кристаллами кварца и мармона; существование почти мономинеральных альбитовых полосовидных обособлений. Наиболее обогащенные кварцем и мусковитом разновидности гранитов содержат обособления кварца с мусковитом, вольфрамитом и радиально-лучистым бериллом и небольшие пустоты, выполненные хрусталем и дымчатым кварцем. Нередко эти обособления переходят в секущие кварцевые и кварц-халцедоновые прожилки с вольфрамитом.

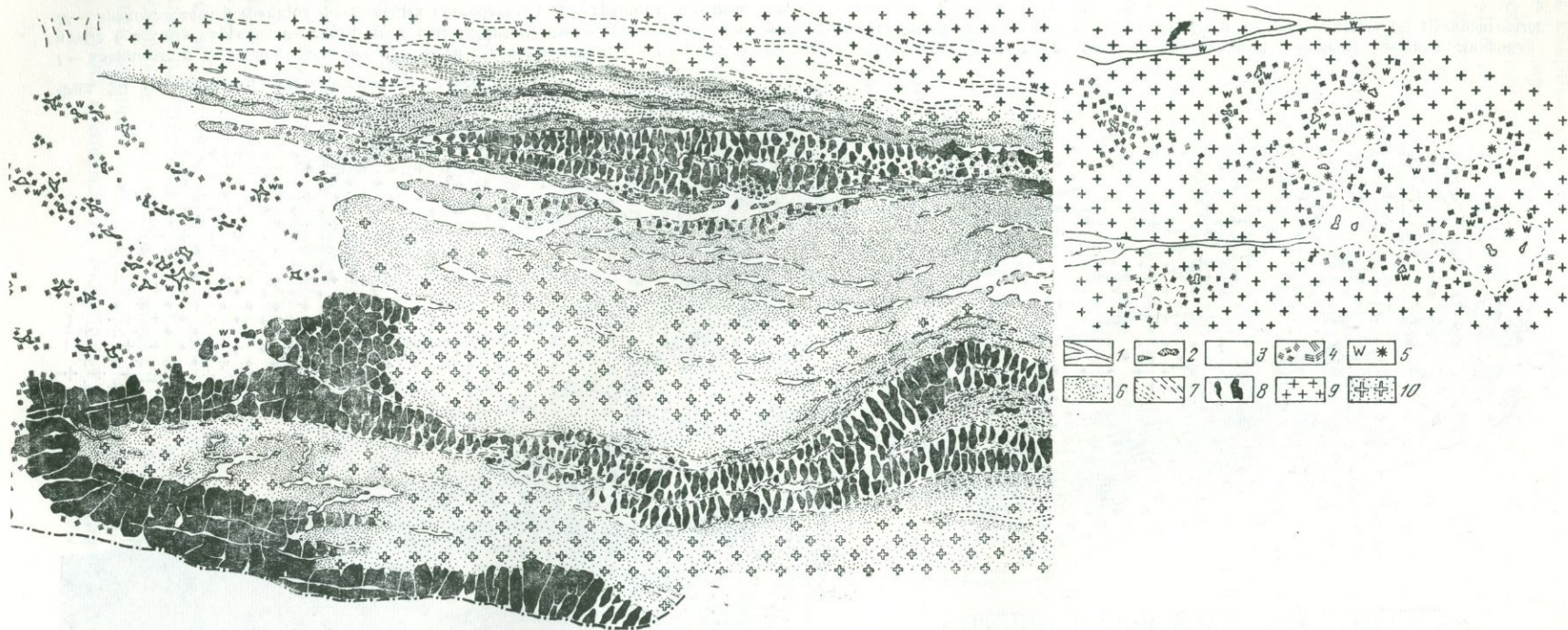
**Уникальные пегматитовые поля.** Особенности и условия формирования этих полей совмещают в себе черты, свойственные интервалу ситуаций VI—VIII (в какой-то мере IX—X), тяготея в большей мере к VI (Кэт-Виннипег) или к VII (Бикита) ситуации.

*Пегматиты Кэт-Виннипег* (Манитоба, Канада), составляющие более 10 полей и участков, связаны с наиболее поздними фазами и фациями альгоманских гранитов и подразделяются на четыре группы: 1) кварц-микроклиновые с альбитом, олигоклазом, биотитом, мусковитом и небольшими количествами берилла, турмалина, граната, апатита, молибдена и других сульфидных минералов; 2) микроклин-кварц-альбитовые;



Фиг. 29. Апикальная часть Восточного массива

1 — кварцевые и кварц-халцедоновые прожилки с вольфрамитом; 2 — кварц; 3 — участки полосчатой текстуры; 4 — альбитовый минеральный комплекс; 5 — кварц-микроклиновые блоковые обособления с альбитом и мусковитом; 6—9 — граниты: мусковит-альбитовые (6), грейзенизированные (7), мелко- (8) и крупнозернистые (9) мусковитовые; 10 — предполагаемые границы фациальных обособлений; 11 — границы: а — нечеткие, б — четкие, в — фациальные и секущие



Фиг. 30. Участки апикального выступа Восточного массива

1 — секущие кварцевые и халцедоновые прожилки; 2 — миаролы; 3 — кварц; 4 — мусковит мелко- и крупнопластинчатый; 5 — вольфрамит и берилл; 6—8 — фациальные участки пород: 6 — резко обогащенные (до 90%) мелкокристаллическим альбитом, 7 — полосчатой текстуры, 8 — блоки микроклина; 9—10 — гранит; 9 — грейзенизированный, 10 — мусковит-альбитовый

3) кварц-альбитовые с микроклином, мусковитом, турмалином, гранатом и небольшим количеством биотита, апатита, берилла, пурпурита, цоизита, уранинита, монацита; 4) литиеносные, состоящие из альбита и кварца с подчиненным количеством микроклина и разнообразных литиевых минералов при ведущем значении сподумена, реже слюд (Heinrich, 1953; Hutchinson, 1955, 1959; Rowe, 1954; Davies, 1956; Mulligan, 1957; 1960, 1965). Помимо перечисленных часто встречаются жилы (относимые ко 2-й и 3-й группам), резко обогащенные мусковитом, кварцем и касситеритом (учаток Берд-Ривер и др.).

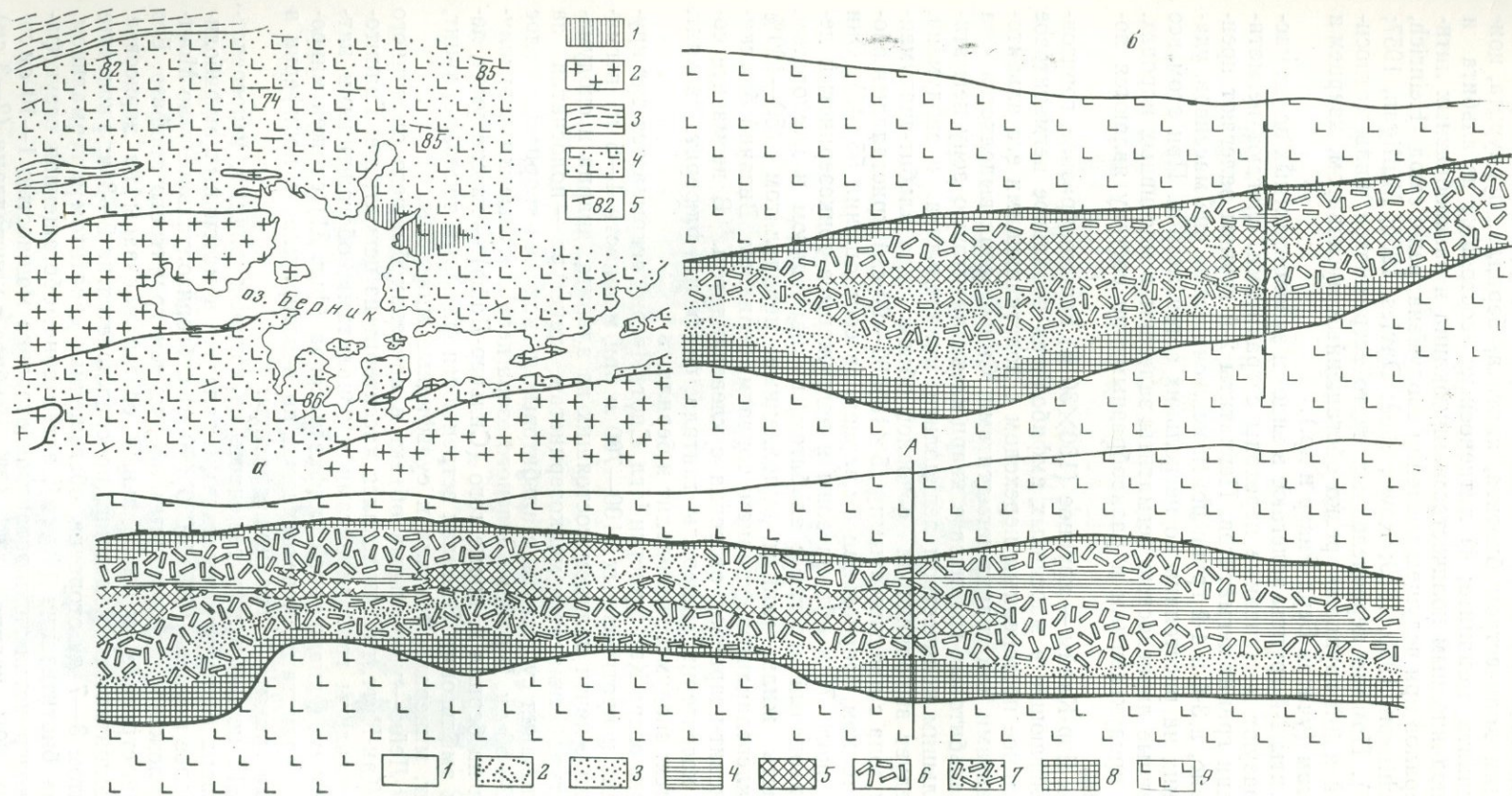
Пегматиты 1-й группы залегают в эндо- и экзоконтактных зонах массивов, образуют постепенные переходы с гранитами, слагают пегматитовые фации гранит-пегматитов. Пегматиты 2-й группы залегают преимущественно, а 3-й и 4-й групп почти исключительно вне массивов, удаляясь от них на расстояния до нескольких сотен метров. При этом все промышленные литиеносные пегматиты залегают в массивных породах. Наиболее продуктивными и разнообразными по составу являются пологие жилы.

Участок Бэр-Клайм — крупное (160×30 м) корытообразное, горизонтально залегающее в массивных амфиболитах зональное пегматитовое тело, связанное постепенным переходом с подстилающими его альбитовыми гранитами или гранит-пегматитами. Снизу вверх выделяется зона перехода альбитовых гранитов в кварц-клевеландитовую зону пегматита с небольшим количеством лепидолита, циннвальдита и сподумена. Далее следует выполняющая основной объем тела альбит-сподумен-кварцевая зона с пластинчатыми (15×18×30—90 см) кристаллами сподумена в тонком прорастании с кварцем (в соотношении 55 : 45). Они занимают около 70% объема зоны и погружены в тонкозернистый лепидолит-кварцевый агрегат с альбитом, циннвальдитом и мусковитом. Осевая часть жилы — линзы, выполненные лепидолитом (50—100% объема), клеветандитом, кварцем, топазом, бериллом. Всякий бок жилы — мусковит-кварцевая оторочка с клеветандитом. В пегматите содержатся касситерит, минералы тантала, фосфаты, флюорит, кальцит, извлекаются: сподумен, лепидолит и берилл.

В районе озера Кэт (участки Игл, Спот, Иргон) вскрывается ряд крутопадающих и протяженных (100—700 м при мощности 4—5 м) пегматитовых жил, почти целиком состоящих из альбита, кварца и сподумена. Структура пегматитов мелкозернистая, текстура — полосчатая за счет чередования существенно альбитовых и сподумен-кварцевых полос шириной 2—60 см. В районе Зеленого озера пегматитовые жилы эксплуатируются на берилл и, кроме того (Сильвер-Лайф), — на сподумен, лепидолит и амблигонит. В жилах встречаются флюорит, топаз, поллуцит, касситерит, минералы тантала и сульфидные минералы.

Берник-Лейк — уникальный объект в пределах бывшего оловянного рудника Жак-Нутт, где извлекался касситерит из пегматитов. Гранитоиды представлены гранодиоритами и тоналитами, обогащенными натрием и литием. Однако узкий апофиз массива (фиг. 31) сложен микроклиновыми гранитами, переходящими по простиранию в периферии в альбитовые граниты и гранит-пегматиты.

Около 10 пегматитовых тел, часть из которых, видимо, непосредственно связана с гранит-пегматитами, залегают в массивных амфиболитах. Наиболее крупное (600×1000×90 м) субгоризонтальное тело Монтегари расположено над восточным окончанием гранитного апофиза. Его внутреннее строение и минеральный состав показаны на зарисовке. Ореол экзоконтактных изменений прослеживается на 2—3 м: в контакте с пегматитом 3—7 см оторочка, обогащенная апатитом и турмалином, далее зона биотитизации (40 см), затем зона, обогащенная глаукофаном. Мелкозернистая эндоконтактная оторочка мощностью 1—10 см содержит 50—60% кварца и 30—40% альбита с кристаллами (2—3 см)



Фиг. 31. Пегматитовая жила Монтгари

*a* — участок месторождения: 1 — контуры пегматитового тела; 2 — граниты; 3 — сланцевая толща; 4 — вулканогенная толща; 5 — элементы залегания. *б* — минеральные комплексы: 1 — кварцевый; 2 — лепидолит-кварцевый; 3 — кварц-альбитовый; 4 — кварц-поллуцитовый; 5 — кварц-микроклиновый; 6 — сподумен-кварцевый с альбитом; 7 — кварц-сподумен-альбитовый; 8 — кварц-альбит-микроклиновые боковые зоны; 9 — вмещающие массивные эффузивы

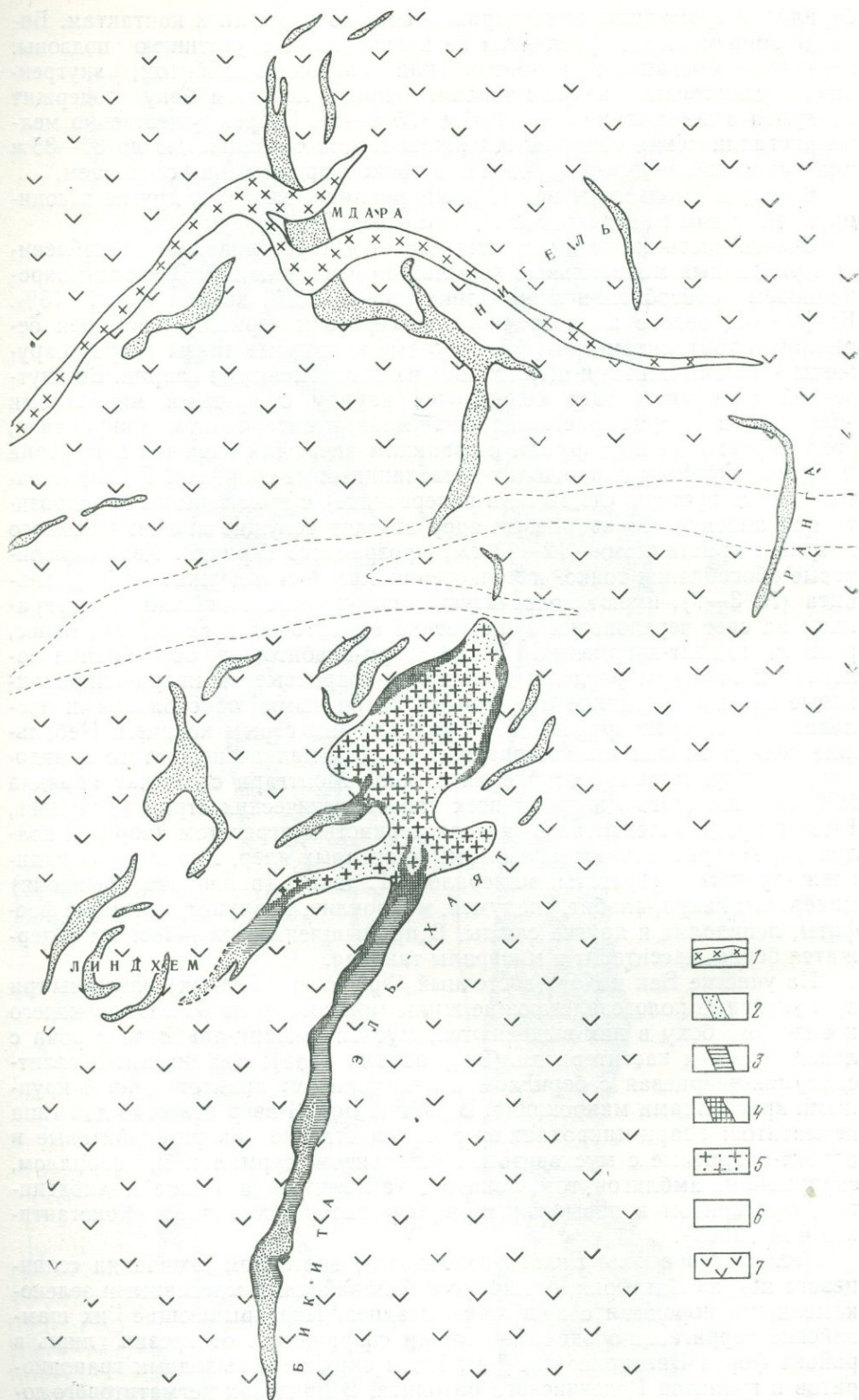
берилла и турмалина, ориентированными по нормали к контактам. Боксовая зона местами разделена на внешнюю и внутреннюю подзоны. Внешняя — обогащена альбитом или олигоклаз-альбитом; внутренняя — существенно кварц-микроклиновая, в лежащем боку содержит сподумен в ассоциации с альбитом (№ 4—8). В преимущественно мелкокристаллических сподуменсодержащих зонах мощностью до 30—35 м пластинчатый сподумен находится в тонком прорастании с кварцем.

В верхней подзоне менее 10% микроклина, альбит и другие ассоциирующие с ним минералы составляют менее 5%.

Осевая часть жилы выполнена линзо- и полосовидными обособлениями различных минеральных комплексов и ассоциаций. В кварц-микроклиновом обособлении микроклина около 85%, кварца около 15%. Кварц — от белого и прозрачного до серого и черного — обогащен бериллом и танталитом (до 1%). Крупные кварцевые линзы (ядра) окружены мелкими линзо- и полосовидными обособлениями кварца. Во внутренней периферии ядер содержатся наряду с другими минералами впаивные в кварц кристаллы сподумена, монтебразита, микроклина, ориентированные по нормали к границам ядер, для внешней периферии которых характерны лепидолит-клевеландитовые оторочки. В кварце наблюдаются пустоты (до 15 см в поперечнике) с кристаллами родохрозита или апатита. От кварцевых ядер отходят секущие апофизы темного кварца с кристаллами (12—13 см) прозрачного берилла. Кварц-альбитовые обособления тонко- и мелкозернистые; они содержат до 90% альбита (№ 3—7), имеют полосчатую текстуру (параллельно простиранию) за счет чередования существенно альбитовых и кварцевых полос, реже лепидолит-кварцевых. Узкие кварц-альбитовые обособления полосчатой текстуры разделяют сподумен-кварцевые и кварц-микроклиновые зоны. На границе с крупными кварцевыми обособлениями последние часто брекчированы и сцементированы серым кварцем. Небольшие лепидолитовые линзы содержат до 80% мелкочешуйчатого лепидолита. Поллуцитовые обособления в жиле Монтгари содержат порядка 50% запасов этого минерала всех капиталистических стран (Топунова, 1969) и представлены тонко- и мелкозернистым агрегатом кварца и поллуцита, который сечется апофизами кварцевых ядер. Характерны радиально-лучистые агрегаты минералов. Главные (в порядке убывания) минералы: кварц, альбит, сподумен, микроклин, поллуцит, литиевые фосфаты, лепидолит и другие слюды. В промышленных количествах содержатся берилл, касситерит и минералы тантала.

На участке Бак и Коу (восточный берег озера Берник) известны три продуктивные пологозалегающие жилы мощностью до 5 м. От лежащего к висячему боку в них выделяются: мусковит-кварц-альбитовая зона с лепидолитом и касситеритом (30% объема тела); амблигонит-петалит-сподумен-кварцевая с бериллом и лепидолитом; аплитовидная с крупными кристаллами микроклина. В районе Берд-Ривер известно два типа пегматитов: кварц-микроклиновые и существенно кварц-альбитовые и альбит-кварцевые с мусковитом, лепидолитом, турмалином, бериллом, сподуменом, амблигонитом, топазом, танталитом, а также молибденитом, сфалеритом и повышенным количеством касситерита (Константинов и др., 1969).

*Пегматитовое поле Бикита* находится в восточном окончании «сланцевого пояса» Виктория, сложенного булавайскими массивными зеленокаменными породами с прослоями сланцев. Перекрывающие их шамвайские терригенно-осадочные толщи сохранились от эрозии лишь в районе форта Виктория (см. фиг. 11) и окружены выходами гранодиоритов и гранитов Родезийского батолита. В пределах пегматитового поля (фиг. 32), описываемого по данным ряда геологов (Tyndale-Biscoe, 1951; Symons, 1960, 1961, 1962; Hornung, Knorring, 1962; Turner, 1970), вскрывается апикальная часть штока (Эль-Хаят), относящегося к «ма-



Фиг. 32. Месторождение Бикита

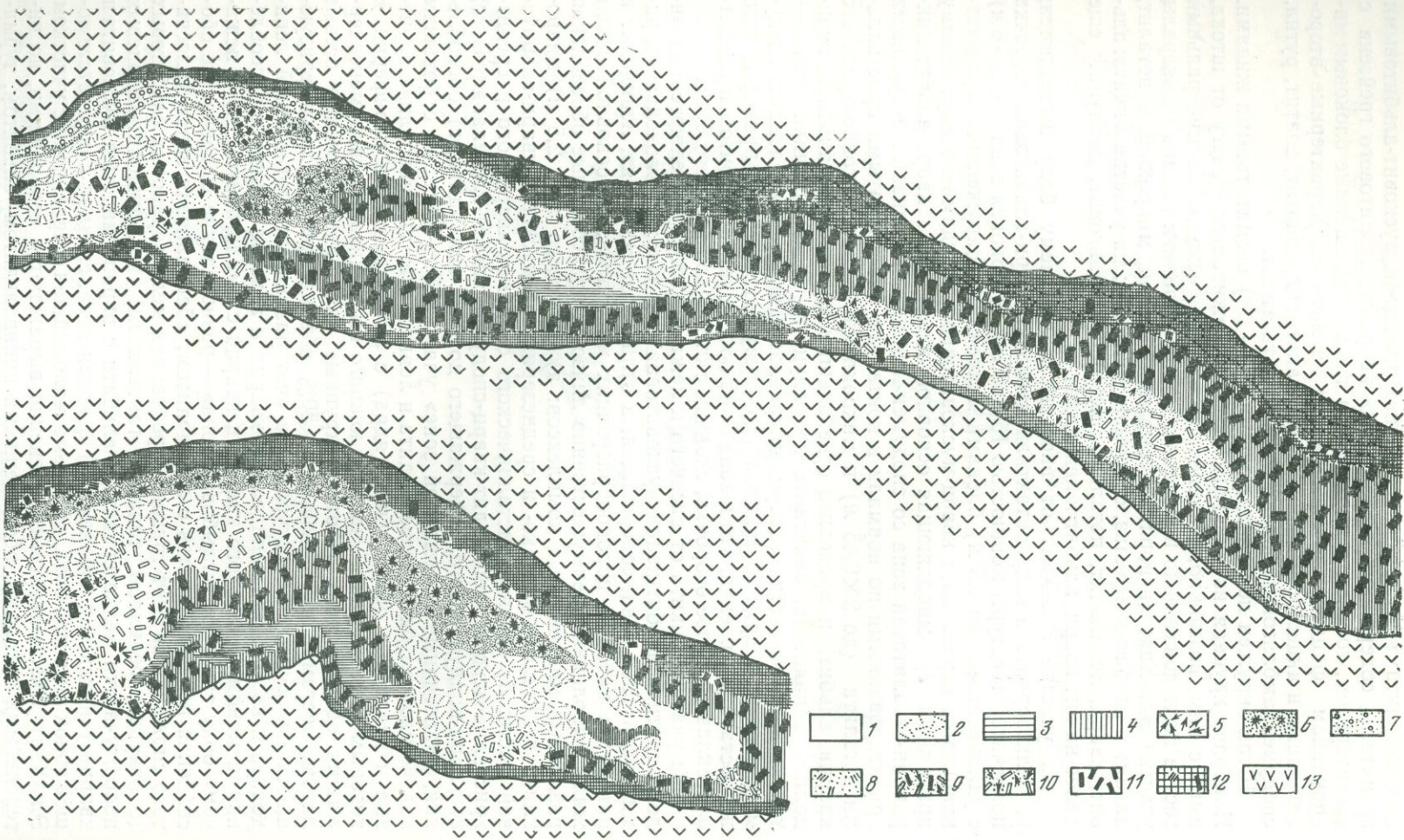
1 — долериты; 2—4 — пегматиты существенно: 2 — лепидолит-кварц-альбитовые; 3 — кварц-сподумен-пегматитовые, 4 — кварц-микроклиновые; 5 — граниты и гранит-пегматиты; 6 — сланцы; 7 — зеленокаменные серии

лым батолитам» и сложенного тонкозернистыми мусковит-альбитовыми гранитами, содержащими «карманы» кварц-лепидолитового грейзена с касситеритом, топазом и цирконом, а также обогащенные блоковым микроклином фациальные обособления пегматитов. Характерные второстепенные и аксессуарные минералы: гранат, гидробиотит, апатит, рутил, сподумен, амблигонит, берилл, колумбит-танталит.

Шток окружен пологопадающими (14—15°) пегматитовыми жилами. Наиболее крупная из них (фиг. 33) прослеживается к югу от штока, имея с ним, возможно, постепенные взаимопереходы. Ее минеральный состав последовательно изменяется по простиранию. Главные минералы участка Эль-Хаят (в порядке убывания): кварц, микроклин и петалит, альбит и альбит-олигоклаз, сподумен, мусковит; на участке Бикита: альбит, кварц, лепидолит, петалит, сподумен, амблигонит, поллуцит; еще далее на юг: кварц, альбит и лепидолит.

На участке Эль-Хаят от всячего к лежащему боку выделяются: 1) мелкозернистая эндоконтактная мусковит-кварц-альбитовая оторочка полосчатой текстуры мощностью 15—60 см; 2) боковая зона (до 3—6 м) с удлиненными (до 1,5 м) блоками микроклина, окруженного мусковит-кварцевым агрегатом с кварц-мусковитовыми гнездами по внутреннему краю зоны; 3) выполняющая основной объем жилы кварц-альбит-микроклин-петалитовая зона со сподумен-кварцевыми линзами и крупными ориентированными по нормали к контактам пластинчатыми кристаллами петалита (до 2×0,45 м) и микроклина в массе тонкозернистого кварца, альбита и мусковита с небольшим количеством альбита, лепидолита, эвкритита, бикитаита и поллуцита; 4) «смешанная зона» — только на юге участка (кварц, микроклин, альбит, клевеландит, сподумен, петалит и др.); 5) мощная (до 10 м) боковая зона примерно того же состава и строения, что и зона 2, но обогащенная альбитом и альбит-олигоклазом; далее оторочка, сходная с оторочкой всячего бока.

На участке Бикита от всячего к лежащему боку выделяются: 1) эндоконтактная альбит-кварц-мусковитовая оторочка; 2) боковая кварц-микроклиновая зона, содержащая, в отличие от Эль-Хаят, лепидолит и петалит в качестве породообразующих минералов; 3) основной объем жилы выполняют преимущественно линзо- и полосовидные обособления различных минеральных комплексов: а) блокового (до 2,5 м) микроклина и петалита в мелко- и среднезернистой мусковит-кварц-альбитовой массе; б) гигантокристаллического сподумен-кварцевого и среднекристаллического лепидолит-кварц-сподумен-альбит-клевеландитового; в) кварц-поллуцитового, содержащего до 60% поллуцита; г) обособления, аналогичные «смешанной зоне» участка Эль-Хаят, но с большим количеством альбита, клевеландита и лепидолита; д) микроклин-кварцевые и кварцевые обособления (ядра) с амблигонитом в периферии, к которым (так же как к участкам южного выклинивания сподуменсодержащих обособлений) тяготеют крупные кварц-лепидолитовые осевые линзы, местами выполняющие до 50% объема жилы и характеризующиеся полосчатыми текстурами за счет различных соотношений лепидолита и кварца или лепидолита, кварца и альбита наряду с обособлениями мономинерального кварца и кварца с амблигонитом; 4) к лежащему боку тяготеют: «глыбовая зона» — разновеликие сферические обособления полевых шпатов с лепидолитом; «бериллиевая зона» полосчатого сложения за счет тонкого чередования мелкозернистых альбитовых (с кварцем, бериллом, топазом, танталитом) и лепидолит-кварцевых полос; участки мелкозернистого альбита с вкрапленностью мусковита и кварца («пятнистая собака»); 5) боковая зона, сходная с соответствующей зоной всячего бока, но весьма маломощная в сравнении с участком Эль-Хаят. Экзоконтактные изменения выражаются небольшими, но интенсивными ореолами, обогащенными циннвальдитом, альбитом, турмалином, апатитом, диопсидом, рутилом.



Главными промышленными минералами участка Эль-Хаят являются петалит, отчасти сподумен; Бикиты — лепидолит, минералы тантала, касситерит; в пограничной зоне обоих участков кроме перечисленных минералов — поллуцит, амблигонит, берилл.

На участке Линдхем южный апофиз гранитного штока переходит в крупнокристаллический пегматит, сходный по составу с пегматитом Эль-Хаят, далее к югу — в лепидолит-кварц-альбитовый с касситеритом «грейзен» полосчатой текстуры. Тот же «грейзенный» состав имеет крупное пологое тело к северу от участка Линдхем. Участки Мдара и Нигель — мелкозернистые кварц-альбитовые жилы («альбититы») с кварцево-слюдистыми обособлениями и небольшим количеством микроклина. Жилы содержат берилл (в кварцевых обособлениях), лепидолит, касситерит, симпсонит (в альбититах Мдары) и др. поздние минералы.

В итоге общего рассмотрения особенностей различных пегматитов возможны следующие основные выводы.

1. Несомненно интрузивное происхождение жильных пегматитов, за исключением разновидностей, близких к мигматитам.

2. В ряде случаев несомненна прямая фаціальная связь редкометалльных, в том числе литиеносных, пегматитов с наиболее поздними фазами и фациями гранитов или гранит-пегматитов. Но большей частью такая связь может быть установлена через промежуточное звено непродуктивных пегматитов. Примеры же фаціальной связи последних с гранитами многочисленны.

3. По простиранию жильных серий последовательно возрастает отношение длины жил к их мощности и усложняется морфология жил, свидетельствуя об увеличении подвижности расплава.

4. В пределах жильных серий, включающих жилы различного состава, даже при весьма тесном их расположении, отсутствуют пересечения одних жил другими. Но внутри жил отдельные минеральные комплексы, связанные преимущественно фаціальными взаимопереходами, местами переходят в прожилки, секущие более ранние комплексы и ассоциации.

В зональных жилах это апофизы зон, пересекающие более внешние зоны, но никогда — более внутренние.

5. Сходные по составу и иным особенностям жильные пегматиты залегают в различных породах: песчано-сланцевых, карбонатных, эффузивных и интрузивных основного и кислого состава.

6. Зональность по простиранию и восстанию жильных серий или протяженных жил полностью соответствует последовательной смене зон вкрест простирания зональных жил. При этом число зон отдельных жил, входящих в жильную серию, обратно пропорционально числу разновидностей жил в плане пространственной зональности этой серии. Некоторые крупные многозональные жилы, локализованные в каких-либо структурных ловушках вблизи гранитов, включают последовательный ряд зон, полностью соответствующих всему интервалу пространственной зональности соседних протяженных жильных серий.

7. Смена минеральных ассоциаций в плане пространственной зональности происходит более или менее постепенно и, как правило, без признаков дробления более ранних ассоциаций, в том числе в области выклинивания жил. Причем на продолжении этих жил по направлению их

Фиг. 33. Участки Эль-Хаят и Бикита

Минеральные ассоциации: 1 — существенно кварцевая, 2 — кварц-лепидолитовая, 3 — кварц-поллуцитовая, 4 — амблигонитовая, 5 — кварц-клевеландитовая, 6 — «глыбовая» зона, 7 — «бериллиевая» зона, 8 — мусковит-полевошпат-кварцевая, 9 — кварц-сподумен-альбит-клевеландитовая, 10 — то же, с петалитом, 11 — кварц-альбит-микроклин-петалитовая, 12 — кварц-микроклиновая с мусковитом и петалитом, 13 — зеленокаменная толща

внедрения располагаются жилы с преобладанием более поздних минеральных комплексов. Вместе с тем катаклиз и дробление минеральных ассоциаций нередко наблюдаются вдоль внутренних зон низкотемпературных пегматитов, особенно по периферии кварцевых обособлений.

8. Интенсивность постмагматических процессов в зональных жилах нарастает от внешних зон к осевым, достигая максимума на периферии кварцевых ядер. Точно так же нарастает интенсивность этих процессов в плане пространственной зональности (и в экзоконтактных ореолах жил), достигая максимума в связи с альбит-кварцевыми и существенно кварцевыми жилами. Процессы экзоконтактного магматического замещения свойственны наиболее высокотемпературным и глубинным пегматитам, близким к мигматитам зон ультраметаморфизма. В слюдоносных высокотемпературных пегматитах процессы магматического и метасоматического замещения в общем одинаково неопределенны; в более низкотемпературных первые практически отсутствуют, а вторые последовательно нарастают в масштабах и четкости проявления в направлении к низкотемпературным пегматитам.

9. Пегматитам свойственны одни и те же главные минеральные комплексы: ранние (кварц-полевошпатовые), промежуточные (сподуменсодержащие) и поздние (существенно альбитовые и кварцевые со слюдами, полевыми шпатами и другими минералами), хотя в различных полях полного ряда минеральных комплексов не наблюдается или они проявлены неравноценно. Сподуменсодержащие комплексы в целом свойственны пегматитам лишь в интервале IV—VII ситуаций. Однако в значительной части полей и жильных серий этих ситуаций они выпадают из общей последовательности формирования минеральных комплексов. Степень пространственного обособления последних в одних и тех же зональных жилах обычно непостоянна. Весьма характерны полосчатые текстуры.

10. Эвтектические кварц-полевошпатовые структуры свойственны преимущественно ранним минеральным комплексам (зонам) пегматитов, а также поздним комплексам литиеносных пегматитов, где наблюдаются взаимопрорастания кварца с полевыми шпатами, сподуменом, слюдами, турмалинами и другими минералами. Литиеносные пегматиты в целом наиболее редкометаллы.

11. Удлиненные минералы нередко ориентированы по нормали к простирацию преимущественно зональных жил, но могут быть ориентированы и по простирацию незональных жил и прожилков.

12. В поздних минеральных ассоциациях крупные блоки и кристаллы, погруженные в мелкозернистую массу, корродируются ею и секутся по трещинам, т. е. являются наиболее ранними образованиями данной ассоциации. Характерны радиально-лучистые агрегаты минералов, в наибольшей мере свойственные низкотемпературным пегматитам, содержащим миаролы и пустоты.

13. Между всеми типами пегматитов, редкометаллогранитными, кварцево-жильно-грейзеновыми, грейзеновыми и пневматолит-гидротермальными типами производных гранитов существуют промежуточные разновидности. Уникальные объекты совмещают в себе черты ряда смежных типов, формируясь, как правило, в максимально стабильных термодинамических условиях. Наиболее четкие границы в ряду последовательных ситуаций классификационной схемы существуют: между слюдоносными и литиеносными пегматитами за счет появления сподумена в последних практически сразу в качестве породообразующего минерала; между высоко- и низкотемпературными литиеносными пегматитами, когда сподумен утрачивает роль породообразующего минерала, уступая место лепидолиту и иным слюдам; между пегматитами и кварцевыми жилами за счет смены «пегматитовой» минерализации преимущественно олово-вольфрамовой и возрастания роли фтора; между

Таблица 14

Производные гранитов, их стадии и этапы		Типовые ситуации												
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Постмагматические жильные	Пневматолит-гидротермальные													Zn Pb Cu Fe Mo
	Кварцевые													Mo Sn
	Грейзеновые													W Sn
Стадии и этапы пегматитового процесса	Полости миаролы													
	Слюдисто-кварцевый			Be Li										
	Полевшпат-кварцевый		Be											
	Кварц-альбитовый													
	Кварц-сподумен-альбитовый													
	Микроклин-сподумен-альбит-кварцевый													
	Альбит-сподумен-кварц-микроклиновый													
	Альбит-кварц-микроклиновый													
	Плагноклаз-кварц-микроклиновый													
	Микроклин-кварц-плагноклазовый													

производными с литофильной и халькофильной минерализацией. Эти разграничения соответствуют наиболее значительным изменениям особенностей гранитоидов, отраженным в скользящей классификационной схеме (см. табл. 5).

Максимальный ряд формирующихся в одинаковой последовательности минеральных комплексов пегматитов начинается с кварц-плагиоклазовых комплексов, завершаясь существенно кварцевыми, но не реализуется ни в одном из пегматитовых полей полностью или в одинаковой мере. Относительная роль минеральных комплексов последовательного ряда закономерно изменяется от высоко- к средне- и низкотемпературным пегматитам. Эта закономерность позволяет завершить классификационную схему табл. 14. Следует при этом учесть, что одни и те же минеральные комплексы, определяемые по пороодообразующим минералам, несут различную нагрузку второстепенных и аксессуарных минералов в различных геологических ситуациях, а наряду с литиеносными пегматитовыми полями и жильными сериями в одних и тех же ситуациях схемы существуют и нелитиеносные. Вслед за этим завершением целесообразно кратко остановиться на некоторых общих аспектах современных геологических исследований и на степени корректности с ними предлагаемой схемы.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

**Тектоно-магматический цикл.** В классической схеме тектоно-магматического цикла выделяются четыре стадии: I— начальная — заложение прогибов и накопление вулканогенно-осадочных толщ, формирование основных интрузий (инициальный магматизм, по Штилле); II— средняя, или инверсионная, — разрастание геантиклинальных поднятий, региональный метаморфизм, гранитоидные батолиты (сиалический магматизм), складчатость, замыкание прогибов; III— поздняя или орогенная — вторичные прогибы и поднятия, складчатые и разрывные деформации, интрузивные гранитоиды (субсеквентный магматизм); IV— завершающая — общее поднятие и замыкание, консолидация коры, вулканогены и малые интрузии от основных до ультракислых и щелочных. Наибольшая тектоническая активность соответствует начальной и орогенной стадиям, совпадая с максимумами основного (преимущественно эффузивного) и кислого (преимущественно интрузивного) магматизма.

Наряду с разработкой теории формационного анализа (Херасков, 1963, 1964) одним из важнейших достижений учения о геосинклиналях последних лет М. В. Муратов считает установление двух основных периодов развития: главного — геосинклинального и молассового, как вулканогенного, так и амагматического. Установлена связь регионального метаморфизма с воздыманием конца средней и начала орогенной стадии (Судовиков, 1964; Обуэн, 1967; Штрейс, Макарычев, 1969, и др.). Подчеркивается множественность последовательных фаз складчатости орогенной и завершающей стадий (Харкевич, Москалева, 1969; Кинг, 1972, и др.). Наконец достаточно четко определен отказ от того, что В. Е. Хаин в послесловии к книге Ж. Обуэна (1967) называет «детской болезнью» унификации схемы тектоно-магматического цикла.

В. Е. Хаин указывает на широкую гамму различий тектоно-магматических циклов по относительной роли их последовательных стадий, а М. С. Нагибина (1969) считает вообще неприменимой полную схему Штилле — Билибина, поскольку в различных регионах преимущественно проявлены или начальные, или средние, или поздние ее этапы. М. В. Муратовым (1971) определен непрерывный ряд эвгеосинклиналей — от существенно вулканогенных до терригенных. В некоторых из них значительная роль принадлежит субплатформенным или платфор-

менным формациям. А. И. Семеновым (1963) выделяются пять типов развития тектоно-магматических циклов неогей — от типично геосинклинального (уральского) до субплатформенного (таймырского). Примерно в этом же плане Д. С. Харкевич и В. П. Москалевой (1969) выделяются полярные: уральский (фемический) и верхоянский (сиалический), а Г. А. Твалчрелидзе (1969) — базальтоидный и гранитоидный типы геосинклиналей. Ю. М. Шейнманом (1955) и В. Е. Хаиным (1960, 1970), по формационным и тектоно-магматическим признакам выделяются «подвижные» платформенные области (например, Южно-Африканская — в докембрии или Западно-Европейская — в палеозое), в сущности переходные к орогенным; причем тектоно-магматические циклы в пределах платформ не являются только отражением развития смежных геосинклиналей, но имеют и самостоятельное значение (Одинцов, 1962; Массайтис, 1969; Карпова, 1969, и др.).

В итоге, по-видимому, можно утверждать следующее. Принципиальная схема тектоно-магматического цикла может быть развернута в ряд ситуаций, в котором последовательно изменяется относительная роль признаков, определяющих начальные, средние, конечные и завершающие стадии цикла. Очевидно, признаки эти могут быть сопоставлены принятым нами главным геологическим факторам, согласуясь с общими принципами, определяющими последовательность ситуаций классификационной схемы. Пегматиты свойственны преимущественно поздней стадии цикла, а весь отраженный в схеме последовательный ряд продуктивных гранитов растягивается от конца средней до завершающей стадии. Доминирующий тип производных гранитов данного региона соответствует общему характеру цикла.

**Необратимость развития.** Последовательно сменяясь в ходе геологической истории, тектоно-магматические циклы синхронны в планетарном масштабе, причем более четко в платформенных, нежели в подвижных областях (Массайтис, 1969). Однако представления о цикличности развития Земли, как указывал Н. П. Херасков (1963, 1964), охватывают лишь одну сторону процесса преобразования коры и могут быть правильно изложены только при анализе ее общего прогрессирующего развития.

Представления о необратимости структурного развития коры, видимо впервые четко выраженные А. А. Борисяком в 1924 г., лежат в основе ряда работ Н. С. Шатского и развиваются многими исследователями. Наметились, в частности, представления о малых (обычных) и больших тектоно-магматических циклах или мегациклах (Мазарович, 1947; Николаев, 1955; Хаин, 1958, 1970, и др.).

Д. Н. Горжевский и В. Н. Козеренко (1964) выделяют три мегацикла: прогогей ( $Arh_1 - Arh_2$ ) с догеосинклинальным и доплатформенным развитием, завершившийся первоначальной консолидацией коры; дейтерогей ( $Arh_1 - Pt_1$ ) — протогеосинклинально-платформенный, характеризующийся подвижностью платформ и формированием большого объема весьма продуктивных интрузивных гранитоидов; неогей — «типично геосинклинально-платформенный», вторая половина которого отличалась, однако, новым, «глыбовым» характером развития коры.

Согласно Н. П. Хераскову (1964), неогей разделяется на байкальско-каледонско-герцинский и незавершенный мезозойско-альпийский мегациклы. Байкалиды при этом сопоставляются с мезозоидами по доминирующей роли аллохтонных формаций и гранитоидов; каледонида — с альпидами по доминирующей роли базитов и ультрабазитов; аналоги герцинид отсутствуют. Наиболее общей особенностью развития мегациклов, таким образом, является широкое развитие гранитоидов в начальных циклах и основных пород — в последующих. Однако нам представляется возможным рассматривать байкалиды как завершение протерозойского мегацикла, раннеогейский мегацикл — как каледонско-

герцинско-мезозойский, а альпийский — как начало нового мегацикла, связанного с резким расчленением континентальной коры океаническими областями, начавшимся с середины мезозоя.

Как бы то ни было, но мегациклы различны, как и малые циклы. Так заложению геосинклиналей дейтерогея предшествовало расчленение протоплатформ «палеоавлакогенами» (Лейтас и др., 1970), сходными с авлакогенами Н. С. Шатского, но более широкими и с более интенсивно проявленным метаморфизмом. Геосинклинали дейтерогея — «не типичные» геосинклинали (Хаин, 1970) — широкие прямоугольные глыбовые области, разделенные обширными протоплатформенными областями. Они напоминали, по мнению М. С. Дюфура (1967), современные синеклизы или скорее «амфилизы» М. В. Муратова при скорости осадконакопления 17—20 м за 1 млн. лет — в нижнем протерозое, 25 м — в среднем, 32—35 м — в верхнем (Салоп, 1966) по сравнению со 150 м — в нижнем палеозое, 250—300 м — в мезозое и 400—500 м — в неогене (Gilluly, 1949). Авлакогены — характерные элементы платформ — прямолинейные, узкие, протяженные трогообразные прогибы преимущественно северозападного (310—330°) и северо-восточного (40—60°) простираний, соответствуют простираниям начальных геосинклинальных систем протерозоид (Богданов, 1964, 1965). Рифтовые зоны свойственны поздней и послепалеозойскому времени. Классические геосинклинали соответствуют прогибам, начавшим свое активное развитие в позднем докембрии или раннем палеозое. А прогибы, возникшие в среднем и верхнем палеозое и тем более в мезозое, большей частью относятся к орогенным.

В целом современные исследования позволяют заключить, что в развитии земной коры от цикла к циклу увеличивается роль «гранитного слоя», уменьшается общий объем магматизма и ширина геосинклинальных поясов, возрастает их сложность (число геоантиклиналей, проявление и рост срединных массивов и т. п.), сокращается длительность и «удельный вес» начальных и средних стадий циклов за счет увеличения поздних и конечных при соответствующем изменении характера магматизма; возрастает относительная роль передовых и межгорных прогибов (молассовых геосинклиналей, по М. В. Муратову), все более резко смещающихся в глубь платформ и срединных массивов; растет интенсивность и величина разрядки «поля деформирующих напряжений» (Херасков, 1964), локализующегося во все более узких зонах. Короче говоря, все эти изменения в значительной мере соответствуют последовательности ряда тектоно-магматических циклов и общей классификационной схеме. Это позволяет, несмотря на значительное число отклонений, проводить общее металлогеническое районирование территорий по временным параметрам (Билибин, 1955; Гинзбург, 1960; Быховер, 1963; Семенов, 1963; Горжевский, Козеренко, 1964; Солодов, 1971, и др.).

В итоге целесообразно подчеркнуть следующие положения.

Планетарную синхронность начала малых и особенно больших циклов развития и неизменность относительных вертикальных движений отдельных блоков коры на протяжении нескольких циклов.

В мегациклах, объединяющих триады малых циклов, намечается в принципе та же последовательность развития, состоящая соответственно из трех основных интервалов: раннего, среднего и позднего. Ранний связан с преобладанием базальтоидного магматизма, трансгрессий и обширных областей коры океанического типа, поздний — с преобладанием гранитоидов, относительных поднятий и областей континентального развития. Пегматиты тяготеют к средним циклам каждого мегацикла и к протерозойскому мегациклу в целом; иные типы производных — к поздним циклам и к палеозойско-мезозойскому мегациклу в целом в соответствии с общей последовательностью классификационной схемы.

Возникновение «сквозных» структур типа палеоавлакогенов, авлако-

генов и рифтов связано с активизацией платформенных областей и, по-видимому, со сменой мегациклов. Ориентировка этих структур имеет планетарные закономерности, четкость проявления которых, однако, последовательно снижается во времени при усложнении общего структурного плана коры.

От цикла к циклу сужаются области активных тектоно-магматических процессов наряду с возрастанием их интенсивности, контрастности и скоротечности при общем (но не относительном) уменьшении объема магматизма и увеличении его суммарной щелочности и кислотности.

С учетом сложных закономерностей необратимого развития коры главные геологические факторы являются достаточно общими и независимыми параметрами, характеризующими соответствующие особенности любой геологической ситуации.

**Структурные элементы коры.** В плане наиболее общих генетических подразделений не раз отмечалась необходимость выделения класса структур, промежуточных между геосинклинальными и платформенными. Однако общего выделения областей «орогенного» развития, по-видимому, не достаточно. Во всяком случае формализация этого класса структур сталкивается с разнообразием конкретных вариантов, последовательно сближающих орогенные области; с геосинклинальными, с одной стороны, а с другой — с платформенными областями. Последнее особенно очевидно, если принять во внимание сущность понятий молодых, древних, стабильных и разнообразных подвижных платформ в определениях Ю. М. Шейнманна (1955) и В. Е. Хаина (1960, 1970).

С учетом исторических изменений характера развития коры и многообразия формальных признаков типизации структур вряд ли возможны резкие разграничения в рядах разнообразных видов синеклиз, антиклиз, внутриплатформенных и геосинклинальных прогибов; антиклиз, геосинклинальных (эв- и миогеоантиклинальных, по Ж. Обуэну, 1967) поднятий и срединных массивов; срединных массивов и платформ; наконец, между системами типично геосинклинальных и платформенных прогибов. Между платформенными и срединными массивами «в структурном отношении нет принципиальных различий» (Яншин, 1965, стр. 22). В. В. Белоусов (1969) называет срединные массивы и подобные им структуры «маленькими платформами». Посленижнеархейские геосинклинали формируются на расчлененном кристаллическом фундаменте, уже пережившем платформенное развитие (Кузнецов, 1964; Яншин, 1965; Обуэн, 1967), что иллюстрируется примерами рассмотренных нами регионов. Обломки древних платформ непременно присутствуют в составе молодых платформ в виде срединных массивов или глыб, подобных щитам древних платформ.

Все это дает основания полагать, что между понятием геосинклинальной системы как совокупности геоантиклиналей и геосинклиналей, связанных одинаковым ходом развития, приводящим к образованию складчатых областей (Шатский, 1946) и типично платформенным развитием коры существует последовательный ряд любых промежуточных ситуаций. В не меньшей мере это относится и к отдельным структурным элементам коры. Иными словами, и здесь существует необходимость в скользкой классификационной схеме структур различных порядков. Причем, каковы бы ни были принципы выделения генотипов такой схемы, их основными параметрами опять-таки могут служить принятые нами главные геологические факторы.

**Магматические формации.** Наиболее разработанная и взятая нами за основу классификация Ю. А. Кузнецова (1964) включает три группы магматических формаций геосинклинальных этапов развития, три орогенные группы, две группы устойчивых областей и дополнительно две группы формаций ранних стадий развития древних платформ. Каждая из тридцати формаций связывается с определенными типами структур,

осадков и этапами развития абстрактного тектоно-магматического цикла. По тому же принципу геологами ВСЕГЕИ (Харкевич и др., 1971) для территории СССР разработана более подробная классификация, включающая 52 формации.

Спилит-кератофировые формации начальных этапов развития эвгеосинклиналей и их несколько более поздние габбро-плагиогранитные интрузивные аналоги (?) характеризуются пересыщенностью  $Al_2O_3$ , резким преобладанием Na над K, неразрывностью кислых и основных пород при их разных соотношениях в различных регионах и областях. Эффузивы ассоциируют с глинисто-кремнистыми осадками при широком участии пирокластов. В интрузивной группе наиболее ранней является габбро-диорит-диабазовая, наиболее поздней — габбро-плагиогранитная, реже — плагиогранитная и габбро-сиенитовая формации; габбро-пироксенит-дунитовая занимает промежуточное положение. Эффузивам свойственны проявления колчеданной и полиметаллической минерализации; интрузивным породам — магматические ильменитовые, хромитовые, платиноидные, титаномагнетитовые, а также медно-золоторудные и полиметаллические месторождения. Гранитоидам свойственны высокие содержания Fe, Cr, Co, Mo, отчасти Mg, Ca, Cu, Ni, V; отсутствуют или содержатся в крайне незначительных количествах Li, Rb, Cs, W, Sn, Ta, Nb и другие типично «гранитные» элементы.

В схеме ВСЕГЕИ в ранней стадии цикла выделяются еще порфириновые и порфиоровые формации базальтов, андезитов и трахитов, тяготеющих к инверсионным поднятиям. Эффузивы относятся к нормальным известково-щелочным, кали-натровым и даже калиевым; щелочные интрузии — к существенно калиевым.

Гипербазитовая формация лишь изредка наблюдается в тесной ассоциации со спилит-кератофировой, а большей частью четко контролируется глубинными разломами, рассекая уже смятые геосинклинальные толщи (возможно, в виде протрузий) и непосредственно предшествуя батолитам в условиях тангенциального сжатия эвгеосинклиналей (Жданов, 1963; Добрецов, 1964; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Книппер, 1969). С. В. Москалева (1969) выделяет две гипербазитовые формации: догесинклинальную дунит-грацбургитовую и геосинклинальную пироксенит-габбровую; В. И. Гоньшакова — три: щелочную с карбонатитами, никеленосную с габбро и норитами и хромсодержащую (первая свойственна преимущественно платформенным, вторая — орогенным, третья — геосинклинальным областям). М. В. Муратов (1969) подчеркивает связь гипербазитов с продольными разломами, в отличие от гранитов. По мнению Н. А. Штрейса и Г. И. Макарычева (1969, стр. 114), «гипербазитовая формация чужда основному процессу геосинклинального развития, т. е. возникновению и становлению гранитного слоя земной коры». Однако в ней нередко присутствуют габброиды и плагиограниты. По схеме ВСЕГЕИ, ультраосновные породы ранней стадии относятся к трем формациям, изменяющимся от ультраосновных с небольшими обособлениями натровых гранитов до габбровых с обособлениями ультраосновных пород и щелочно-известковистых гранитов. В целом гипербазитовые формации свойственны магматические часто сульфидные месторождения Mn, Ti, Ni, Fe, Pt, Cr.

Гранитоидные формации приурочены к относительным поднятиям средней, поздней и завершающей стадий цикла, контролируются разломами, обычно затухающими в экранирующих граниты толщах (Кузнецов, Яншин, 1969). Более ранние формации — существенно эффузивные, далее нарастает роль интрузий, в конце цикла нередко вновь появляются эффузивы. В той же последовательности нарастает роль кислых пород, но на завершающих этапах нередко вновь преобладающее развитие получают основные и средние породы наряду со щелочными и ультраосновными. Ю. А. Кузнецовым выделяются всего три группы формаций:

базальт-андезит-липаритовая, габбро-диорит-гранодиоритовая и батолитовая.

Базальт-андезит-липаритовая (эффузивная) — наиболее ранняя формация — имеет последовательность: базальты и андезиты → андезиты → дациты → липариты. Иногда ранние члены ряда сопровождаются обильными пирокластами. Характерны золото-серебряно-полиметаллические, вкрапленные медные и Cu-Mo руды, разнообразные проявления гидротермальной деятельности.

В классификации ВСЕГЕИ выделяются две группы эффузивных формаций средней и поздней стадий цикла. В средней стадии состав эффузивов изменяется от существенно натрового до нормально щелочного. Первой половине стадии свойствен непрерывный ряд от базальтов до плагиолипаритов; второй — от базальтов до липаритов, формирующихся в условиях усиленного размыва и накопления грубообломочных толщ; концу стадии свойственна резкая контрастность составов подводных излияний диабазов и наземных — липаритов. Характерна барит-полиметаллическая минерализация и вторичные кварциты. Поздней стадии цикла свойственны преимущественно наземные калиевые, щелочные, щелочно-кальциевые эффузивы и пирокласты, связанные с наложенными впадинами. При этом липаритовая формация, в составе которой пирокласты (игнимбриты, туфы, туфобрекчии) нередко преобладают над лавами, тяготеет к вторичным поднятиям, будучи комагматична с лейкократовыми гранитами. Наиболее поздняя, липарит-базальтовая формация связана с активизированными негесосинклинальными зонами и отличается контрастностью кислых и основных лав. С эффузивами поздней стадии цикла связаны гидротермальные проявления Cu, Mo, Sn, Au, Ag, Pb, Zn, Fe, F, Ba, реже Hg, Sb.

Габбро-диорит-гранодиоритовая (реже гранитовая) группа формаций — интрузивный аналог предыдущей группы; связана она с прогибами 2-го порядка в пределах крупных поднятий с жестким фундаментом, часто контролируясь поперечными зонами. С удалением от осевых прогибов в глубь стабильных областей растет щелочность гранитоидов. Время формирования всей группы формаций — до, после и одновременно с батолитами, но в иных структурных областях. Характерны многофазность, разнообразие составов, независимых от состава вмещающих пород, широкое развитие поздних диоритовых и диабазовых «малых интрузий» и даек; многочисленность месторождений почти всех, кроме редкометальнопегматитовых, генетических типов, но преимущественно сульфидных и полиметаллических, а также ртутно-сурьмяных.

В схеме ВСЕГЕИ сопоставимым является, видимо, обширный ряд формаций — от ранней диорит-гранодиоритовой до аляскитовых и граносиенитовых, относимых, однако, целиком к поздней стадии цикла. Максимальная последовательность разновидностей пород в составе формаций: диориты → гранодиориты → биотитовые граниты → двуслюдяные → мусковитовые → лейкократовые и аляскитовые → граносиениты и монциты → сиениты. При этом в последовательном ряду формаций преобладают сначала ранние, затем средние и наконец поздние члены максимального ряда, а области локализации формаций соответственно смещаются ко все более стабильным и поздним (по времени активизации) относительно приподнятым участкам регионов. Среди рудоносных производных наряду с приводимыми у Ю. А. Кузнецова отмечаются грейзеновые и редкометальнопегматитовые.

Батолиты характеризуются Н. Ф. Шинкаревым (1974, стр. 408) как недосыщенные «водой», абиссальные «каплевидные структуры, выжимаемые из недр земли и не оставляющие на глубине следов, кроме высокометаморфизованных боковых пород» при нечетких разграничениях с последними. Ю. А. Кузнецов в батолитовые формации объединил гранитоиды конца средней и поздней стадии цикла, главным образом палин-

генные массивы в зонах сопряжения региональных прогибов и поднятий, связанные с полями мигматитов — на больших глубинах и согласные часто пластовые — на средних и малых. Характерно отсутствие основных и средних пород, эффузивов и даек 2-го этапа при широком развитии жильных гранитов, аплитов, пегматитов, отсутствие прямой связи с предшествующими и последующими проявлениями магматизма, в том числе гранитоидного. Однако «пестрые» и габбро-гранодиоритовые батолиты формируются в эвгеоантиклинальных зонах, а существенно гранитные — в миогеосинклиналях, краевых частях платформ и срединных массивов, при отсутствии добатолитового магматизма (Кузнецов, Яншин, 1969; Муратов, 1969, и др.; Абдулаев, Борисов, 1963).

В классификации ВСЕГЕИ собственно батолитовый ряд включает формации средней стадии цикла: от эвгеосинклинальных соскладчатых диорит-плагиогранитных (характеризующихся, во-первых, преобладанием натрия над калием, во-вторых, последовательным ростом отношения  $Fe:Mg$  и золоторудной, реже  $Zn, Pb, W, Mo$  минерализацией) до конкордантной и локализованной в периферии срединных массивов гранитовой (биотитовые, двуслюдяные и лейкократовые граниты), характеризующейся преобладанием калия над натрием и  $Sp, W, TR$  минерализацией в скарнах и грейзенах. Промежуточные формации — габбро-диорит-гранодиоритовая — локализуется на границе геосинклиналей и геоантиклинальных поднятий, отличается пестрым составом — преимущественно железорудной, а также  $Cu, Au, W, Mo, As$  минерализацией; существенно калиевая гранит-гранодиоритовая (от габбро-диоритов до лейкократовых гранитов) — локализуется в миогеосинклиналях, сопровождаясь аплитами, пегматитами и грейзенами. Габбро-граносиенит-гранитная формация эквивалентна габбро-диорит-гранодиоритовой, но в регионах с нечетко проявленной ранней стадией цикла; сопровождается  $Cu, Fe, Mo, Pb, Zn, W$ , реже золоторудной минерализацией.

К поздней стадии цикла отнесены щелочные формации активизированных областей: граносиениты и сиениты, габброиды и сиениты, граниты и сиениты, обычно комагматичные с эффузивами. Массивы этих пород часто обладают кольцевым строением, нередко расслоены. В граносиенитах и гранитах  $K > Na$ ; первым свойственна редкоземельная, вторым — редкометальная специализация.

В целом гранитоидный магматизм не является специфической особенностью собственно геосинклиналей, далеко проникая в пределы относительно стабильных, в том числе платформенных, областей, особенно вдоль поперечных зон их активизации. При этом М. С. Нагибина (1969), возражая против понятий послеорогенного и субсеквентного магматизма, указывает на отсутствие каких-либо признаков «впрыскивания» магмы со стороны геосинклиналей и на ее формирование в очагах, непосредственно подстилающих интрузивные массивы. С учетом вертикального характера развития интрузивного магматизма и ограниченности интервала допустимых перемещений вязкой гранитной магмы (не более 3 км, Смит, 1968) отмечается необходимость рассмотрения не только вертикальных, но и латеральных — продольных и поперечных — рядов формаций (Харкович, Москалева, 1969; Штрейс, Макарычев, 1969; Харкевич, 1969, и др.).

Эффузивные и интрузивные формации чехла платформ и областей завершенной складчатости связаны со сводовыми поднятиями, реализуясь при их обрушении вдоль пограничных и краевых разломов, а также в связи с рифтогенезом. Характерно значительное преобладание эффузивов и трапловых силлов, состав которых варьирует от пересыщенных кремнием толеитовых до оливиновых базальтов при участии ультраосновных, щелочных и липаритовых фаций; относительная роль их неодинакова в различных регионах, областях и зонах. Характерна меньшая степень дифференцированности платформенных базальтов в

сравнении с геосинклинальными (Херасков, 1963), но при более широких вариациях составов (Гзовский, 1963). Примечательны тесная ассоциация толеитовых и оливиновых базальтов в траппах Декана и обособление гранитоидных фаций на различных вертикальных уровнях лавовых потоков. В зонах выклинивания трапповых силлов отмечаются эруптивные брекчии. Указывается на существование трех петрохимических серий траппов: недосыщенных, насыщенных и пересыщенных кремнеземом, а также на высокую степень дифференцированности трахибазальтовых формаций (Харкевич и др., 1971).

Интрузивные аналоги базальтоидов: кимберлиты (трубки взрыва), центральные интрузии ультраосновных и щелочных пород, а также карбонатитов, габбро-гранитов и гранитов. Для щелочных нефелиновых сиенитов характерно преобладание калия над натрием; для агапитовых — многофазность,  $Na > K$ , недосыщенность  $Al_2O_3$ , повышенные содержания Nb, Ta, Zr, Hf, TR, P.

Устойчивым областям в целом свойственны различные сульфидные, полиметаллические, вкрапленные, жильные, скарновые месторождения; титановые, медно-никелевые руды; кроме того, редкометалльные, редкоземельные и иные месторождения щелочных, карбонатитовых, реже гранитных комплексов.

Магматические формации фундаментов древних платформ — мигматитовые, габбро-гранитные, базальтовые — обладают рядом особенностей, сближающих их с формациями неогей, от которых они отличаются масштабами проявления и наиболее тесной связью основных и кислых пород. Максимальные процессы метаморфизма и гранитообразования соответствуют раннему архею (мигматиты гиперстеновой фации и чарнокиты) к концу архея — началу протерозоя (мигматиты и анатектиты амфиболовой фации и формации габбро-гранитов, раппакиви, анартозитов).

В расположении наиболее однородных по составу нижнеархейских формаций отсутствует линейность, их субстратом является базальтоидная кора. Позднеархейские формации контролируются преимущественно линейными зонами (субортогональная система разломов), формируются среди осадочных нередко молассовидных толщ с обилием вулканогенов, характеризующихся, как и интрузивные породы, контрастными составами, однако в среднем достаточно сходными в различных регионах.

Мигматиты амфиболовой фации, по схеме ВСЕГЕИ, в ряде случаев подразделяются на плагногранитную и гранитную формации. С последней связываются слюдоносные, керамические, редкометалльные пегматиты и гранит-пегматиты. Относительно чарнокитов высказывается предположение, что они представляют фацию ультраметаморфизма, генетически связанную с мигматитовыми формациями.

Расслоенные интрузии габбро-гранитных формаций залегают в слабо дислоцированных толщах и, согласно Ю. А. Кузнецову, по структурным позициям, составу и специализации близки к траппам, отличаясь более четкой обособленностью фаций, в том числе норитовых и гранитных (калиевых и кали-натровых), и тесной связью с формациями анартозитов и раппакиви. Месторождения связаны преимущественно с крайними дифференциатами магматических формаций — ультраосновными (Co, Ni, Pt, Cr, Ti, Fe и др.) и кислыми (Sn, W, Mo, Cu, As, F и др.), нередко в пределах одного массива (Бушвельдский комплекс и др.).

Анартозиты тесно связаны с габбро-гранитами; иногда это происходит при постепенных переходах анартозитов в полосчатые габбро, монциты, габбро-нориты, нориты, пироксениты. Для габбро и пироксенитов характерны обособления, содержащие до 10—40% титано-магнетита (Харкевич и др., 1971).

Граниты раппакиви (Украинский и Балтийский щиты) по своим по-

зациям соответствуют габбро-гранитным и анортозитовым формациям, включают фации лабрадоритов, габбро-норитов, габбро-монцонитов и обычных гранитов, но обогащенных Fe, K и обедненных Mg, Na; они сопровождаются жильными кварцевыми сиенитами, сиенит-диоритами и аплитовидными гранитами, секущими габброиды; жильными гранит-порфирами, микрогранитами и аплитами наряду с фаціальными камерными пегматитами.

В итоге краткого сопоставления магматических формаций намечается следующий ряд общих выводов.

1. При всем разнообразии изверженных пород существуют два главных ряда формаций: основные (базальтоидные) и кислые (гранитоидные). Магматизм первой половины цикла преимущественно основной эффузивный, второй — кислый интрузивный. Эффузивные формации и независимо от этого основной магматизм тяготеют в целом к относительным прогибам различных порядков, интрузивные формации и гранитоиды — к поднятиям. Последовательность базальтоидного ряда имеет две направленности: от основных к ультраосновным и щелочным породам, менее четко — от основных к ультракислым и щелочным, но нередко с обособлением средних и основных обычно богатых щелочами пород в конце процесса. Дифференциатам базальтоидного ряда свойственны натровые ( $Na > K$ ), гранитоидного — калиевые ( $K > Na$ ), разновидности пород.

2. В отличие от гранитоидных, гипербазитовые интрузии (или протрузии) осуществляются в условиях сжатия коры и большей частью не имеют четкой связи не только с кислыми, но и с основными формациями. По-видимому, в ряду габбро-плагиигранитов гипербазиты занимают промежуточное положение по времени формирования между основными и кислыми породами. При этом в их составе нередко присутствуют наряду со щелочными фации основных и кислых пород, а в составе габброидов — фаціальные обособления и ультраосновных, и кислых пород. Наиболее тесная взаимосвязь кислых и основных пород наблюдается в ранних спелит-кератофировых формациях, в трапповых, древних габбро-гранитных, раппакиви и в некоторых батолитовых формациях, где наблюдаются случаи разделения единых массивов на магнезиально-железистые (базальтоидные и ультраосновные), натриевые и калиевые (гранитные) фации.

3. В подвижных областях гипербазиты четко контролируются продольными глубинными разломами; базальтоиды — эвгеосинклинальными зонами; гранитоиды тяготеют к относительным поднятиям любых структурных областей и зон.

4. Тесная ассоциация различных пород свойственна платформенным областям, областям завершенной складчатости, фундаментам древних платформ. Формации последних сходны и с геосинклинальными, и с платформенными формациями неогена, но более масштабны. Обособленность и контрастность проявления основных и кислых, ультраосновных и щелочных пород возрастает в ходе тектоно-магматического цикла, от цикла к циклу и от мегацикла к мегациклу пропорционально росту контрастности структурных зон и областей и режимов их развития, что согласуется с общими принципами классификационной схемы.

5. Петрохимические признаки и вариации составов магматических формаций, их фаз и фаций определяются ограниченным рядом элементов: Si, Al, Ca, Mg, Na, K, Fe. Базальтоидам свойственны средние содержания: постоянные — Ca, Al, Si и весьма непостоянные — Fe, Mg, K, Na. Развитие гранитоидного процесса определяется тенденцией к накоплению Si, K (отчасти Na) при уменьшении Mg, Fe, Ca; развитие ультраосновного — к накоплению Fe и особенно Mg при уменьшении Al, K, Na (отчасти Si) и резкими вариациями в содержаниях Ca; развитие щелочного — к накоплению Na, K (относительно гранитов — только Na),

Таблица 15

Компоненты	Ультраосновные			Основные				Кислые				Щелочные	
	дунит	перидотит	пироксенит	габбро	базальты		диорит	андезит	чарконит	гранит	липарит	сиенит	нефелин-сиенит
					платформ.	геосинклин.							
SiO <sub>2</sub>	41,20	42,90	48,60	48,80	49,20	49,20	56,20	59,00	65,89	72,60	73,30	60,40	55,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,31	4,55	4,30	17,30	15,40	16,40	16,70	17,00	14,99	13,90	13,50	17,70	21,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,29	2,50	4,05	3,20	3,20	3,30	2,37	2,40	1,78	1,02	1,40	2,11	2,80
FeO	7,55	8,88	7,20	7,30	9,30	7,85	5,40	4,20	3,79	1,45	0,82	3,10	1,94
MgO	43,44	34,20	19,10	7,00	6,48	6,50	4,35	3,16	1,64	0,55	0,40	1,40	0,60
MnO	0,15	0,14	0,18	0,14	0,17	0,18	0,15	0,15	0,08	0,05	0,05	0,10	0,16
CaO	0,80	4,80	13,60	10,60	9,95	9,82	7,05	6,10	3,62	1,55	1,00	3,06	2,10
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,25	0,71	2,40	2,50	2,64	3,38	3,60	3,34	3,60	3,50	5,20	8,30
K <sub>2</sub> O	0,01	0,06	0,28	0,90	0,85	0,98	1,70	1,10	3,26	4,20	4,40	5,10	5,45
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,58	0,83	1,13	0,50	1,68	1,00	0,84	0,80	0,29	0,22	0,69	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,50	0,50	0,90	0,80	1,00	1,00	1,10	1,00	0,46	0,50	1,10	0,69	1,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,14	0,10	0,30	0,15	0,30	0,40	0,30	0,27	0,14	0,11	0,25	0,15
Прочие	0,50	0,50	0,15	0,13	0,30	0,15	0,20	0,15	0,08	0,15	0,20	0,20	0,60
O	43,80	43,65	43,70	44,60	44,30	44,80	46,00	46,70	47,56	48,70	49,40	46,50	46,30
Si	19,30	20,03	22,70	22,80	23,00	23,00	26,20	27,60	30,77	34,00	34,20	28,20	25,70
Al	0,70	2,42	2,30	9,10	9,20	8,60	8,90	9,00	7,49	7,40	7,10	9,40	11,20
Fe <sup>3+</sup>	3,00	1,75	2,80	2,24	2,24	2,30	1,88	1,68	1,24	0,70	0,98	1,50	1,90
Fe <sup>2+</sup>	5,89	6,93	5,60	5,70	7,16	6,10	4,25	3,28	2,96	1,13	0,64	2,42	1,50
Mg	26,00	20,50	11,50	4,20	3,90	3,90	2,61	1,90	0,98	0,33	0,24	0,84	0,36
Mn	0,12	0,10	0,14	0,11	0,14	0,14	0,12	0,12	0,06	0,04	0,04	0,08	0,11
Ca	0,53	3,42	9,70	7,60	7,10	7,00	5,03	4,35	2,58	1,12	0,70	2,18	1,50
Na	0,06	0,18	0,53	1,80	1,87	1,95	2,50	2,70	2,47	2,66	2,60	3,85	6,14
K	0,01	0,05	0,23	0,74	0,71	0,81	1,41	1,76	2,71	3,50	3,65	4,23	4,50
Ti	0,03	0,35	0,50	0,68	0,90	1,00	0,60	0,50	0,48	0,17	0,13	0,41	0,30
H	0,06	0,06	0,10	0,09	0,11	0,11	0,12	0,11	0,05	0,06	0,12	0,08	0,12
P	0,04	0,06	0,05	0,14	0,17	0,18	0,18	0,13	0,12	0,06	0,05	0,11	0,07
Прочие	0,40	0,50	0,15	0,20	0,30	0,16	0,20	0,17	0,08	0,13	0,15	0,20	0,30

Al, при уменьшении Si (в сравнении с гранитами), Mg при резко непостоянных количествах Fe и Ca (табл. 15; дается по А. А. Беусу, 1972).

6. Рудоносны преимущественно крайние дифференциаты любых формаций. Для гранитоидов наиболее характерны пегматитовые, грейзеновые и кварцево-жильные месторождения с Li, Rb, Cs, Ta, Sn, W, Mo, Be; для средних и основных — магматические и пневматолит-гидротермальные сульфидные с Cu, Pb, Zn, Fe, Mo, Hg, Sb, Ag, Au, Be; для ультраосновных — магматические с Ti, Ni, Cr, Pt, Cu, Fe; для щелочных — магматические и метасоматические (?) с TR, Nb, Zr, P, F.

7. Если построить максимальный ряд дифференциатов магматических пород и соответствующих им месторождений в последовательности от ультраосновных к ультракислым и щелочным, то в одних регионах в развитии магматического цикла будут преобладать начальные, в других — средние, в третьих — конечные члены этого ряда; в одних циклах будут преобладать дифференциаты основного, в других кислого ряда магм. Иными словами, общая направленность развития магматизма, по-видимому, имеет взаимозависимую многоступенчатую цикличность, проявляющаяся в последовательных дифференциатах данного магматического тела (или комплекса), в ходе магматического цикла, мегацикла и всей истории земной коры. Различные порядки этой сложной последовательности вполне сопоставимы с результирующими геологическими

ситуациями формирования различных типов месторождений гранитоидного ряда. При этом классификационные схемы магматических пород, подобно схемам структурно-тектонических подразделений и в согласии с ними, очевидно, должны иметь скользящий характер. В существующих классификациях типы пегматитов и иных производных гранитоидов трудно сопоставить с какими-либо вполне определенными и всеобщими магматическими формациями.

**Проблема происхождения магм различного состава.** Наиболее четко обособлены две группы магм: базальтоидные и гранитные, отчасти гипербазитовые. При этом «большие массы основных и кислых магм появляются в земной коре разделенными в пространстве и во времени при различных тектонических движениях» (Гзовский, 1963, ст. 199).

В различных вариантах решения проблемы наиболее часто совпадают взгляды относительно мантийного происхождения основных и гетерогенного — щелочных магм, способных обособляться при дифференциации и кислых и основных, и ультраосновных. Последние рассматриваются как дифференциаты основных магм, реже как самостоятельные. Бесщелочной характер гипербазитов подвижных областей, в отличие от щелочного — платформенных, рассматривается или как следствие их изначальной специфики, или как результат обособления щелочей в активных тектонических условиях (Шейнманн, 1955, 1963).

Наиболее противоречивы представления о генезисе кислых магм. И каковы бы ни были детали многочисленных генетических схем, их основные различия относятся к представлениям о мантийном или коровом источнике вещества гранитов или о доле и характере участия того и другого в его возникновении. Наиболее известными и разрабатываемыми по сей день являются схемы происхождения гранитов: за счет плавления осадочных толщ, возникших при размыве изначальных основных пород; за счет ювинильных кислых магм и выплавок из базальтового слоя; в ходе зонной плавки и «дегазации» мантии; в результате «дегранитизации» нижних горизонтов коры под тепловым воздействием базальтоидов; наряду с основными и средними магмами при вертикальном перемещении очагов плавления через различные по составу и термодинамическим параметрам слои верхней мантии и коры; под воздействием «сквозьмагматических растворов» и в результате «магматического замещения».

Однако рассматривая эти схемы, очевидно, необходимо иметь в виду, что если главная суть развития земной коры заключена в наращивании гранитного слоя и его «поокислении», то даже целиком заимствованные из осадочных толщ компоненты гранитоидов должны иметь первоначально ювинильное происхождение, что в той или иной форме подчеркивают многие исследователи (Васильковский, 1960; Люстих, Салтыковский, 1961; Виноградов, 1962; Ронов, 1964; Судовиков, 1964; Дюфур, 1967, и др.). Схемы зависимости составов магм лишь от вертикальной миграции или глубинной эволюции их очагов встречают трудности в объяснении значительных различий синхронного или субсинхронного магматизма смежных структурных зон, а также случаев тесной взаимосвязи основных и кислых магм. А представления о самостоятельной подкоровой гранитной магме слишком противоречат современному данным о верхней мантии. Экспериментально доказана, однако, возможность выплавления из мантии кальциево-щелочных магм и обособления гранитной магмы при дифференциации базальтоидной (Грин, 1968; Грин, Рингвуд, 1968; Osborn, 1969). Есть данные о совпадении исходных изотопных составов континентальных базальтов и батолитов, свидетельствующие об общности их химических источников (Шинкарев, 1974).

**Причинные связи.** «Невозможно предположить, что магматизм и тектонические движения порождены разными причинами и что пути разви-

тия этих явлений лишь в дальнейшем скрещиваются и тесно переплетаются» (Пейве, 1961, стр. 50). Еще в 1941 г. С. С. Смирнов указывал на «особые условия развития» геосинклиналей оловоносных областей. Х. М. Абдулаев (1954) писал о теснейшей связи между составом, характером магматизма и историей геологического развития регионов. По мнению В. С. Коптева-Дворникова и М. Г. Руб (1968), металлогеническая специализация магм первична и зависит от условий обособления подкорковых дифференциатов. В. Н. Гоньшакова (1964) полагает, что металлогеническая специализация гранитоидов определяется гранитно-осадочным слоем, а основных и ультраосновных магм — глубиной дифференциацией. При этом отмечается, что специализация магм не всегда соответствует их рудообразующим способностям, зависимым от многих внешних факторов развития процесса. Существует также мнение, что исходные продукты любой магматической деятельности связаны с единым процессом поднятия подкорковых базальтоидов (Беляевский, Борисов, 1964).

Большинство исследователей видят прямую связь между региональным метаморфизмом, складчатостью и формированием гранитоидов, между глубинными разломами и подкорковыми очагами магматизма. Но ряд исследователей (Судовиков, 1964; Кузнецов, Яншин, 1969; Карпова, 1969) отрицают прямую связь регионального метаморфизма и гранитообразования со складчатостью. По мнению А. А. Межвилк (1969), однако, непримиримость противоположных выводов — кажущаяся, вытекающая из различий в понимании причин этих явлений и их большого разнообразия.

По-видимому, несомненна обязательная связь регионального метаморфизма и гранитообразования с воздыманием областей их проявления. «Если не всякое поднятие приводит к образованию гранитов, то всякое образование гранитов происходит только на фоне активных тектонических поднятий» (Кузнецов, Яншин, 1969, стр. 70). Но и базальтоидным излияниям, и траппам в устойчивых областях предшествуют сводовые поднятия (Ваккар, Лебедев, 1959). А если континенты в целом рассматривать как структуры высшего порядка (Кузнецов, 1964), то повсеместно началу магматического цикла предшествует воздымание, а наиболее ранний магматизм реализуется преимущественно по периферии «сводов» (антиклиз, платформ) вдоль эвгеосинклинальных разломных зон «обрушения» в условиях общего растяжения коры. При этом внедрение базальтоидных магм четко контролируется линейными зонами глубинных разломов, в отличие от гранитоидных, захватывающих большие площади в связи с более поздними и локальными поднятиями.

Согласно схеме М. В. Муратова (1964, 1969, 1971), вдоль главных глубинных разломов подвижных областей возникают «первичные магматические очаги» за счет мантийного вещества, часть которого реализуется в виде основных магм начальных и средних этапов тектоно-магматических циклов преимущественно в пределах эвгеосинклиналей — «огромных щелей», возникающих при растяжении материковой коры. Другая часть мантийных дифференциатов экранируется слабонарушенными участками коры, обуславливая их воздымание и формирование «вторичных очагов» кислых магм, реализующихся затем в орогенной и завершающей стадиях цикла при расчленении первоначальных поднятий на вторичные «молассовые» прогибы и поднятия. При этом внедрение гранитоидов происходит в условиях все более локального растяжения коры, ограниченного, видимо, контурами поднятий различных порядков — в плане и интервалами толщ, экранирующих вторичные очаги — по вертикали.

Ранние дифференциаты вторичных очагов — вулканогены молассовых прогибов. Несколько позже и наряду с ними формируются интрузивы

живные гранитоиды, структурный контроль которых осуществляется вновь возникающими разломами, секущими лишь жесткие участки коры над вторичными магматическими очагами. При формировании последних активные «молассовые этапы» развития смещаются по латерали, выражаясь в интенсивном размыве поднятий и накоплении обломочных толщ в условиях своего рода каннибализма вплоть до эрозии синорогенных батолитов. Распространяясь в сторону от эвгеосинклиналей, прогибы захватывают края платформ и иных стабильных областей, как это было рассмотрено на Енисейском кряже, Восточном Саяне, Аппалачах, нередко «перекатываясь» через отдельные обычно амагматичные горсты (Белоусов, 1966).

По мнению М. В. Муратова, «молассовые геосинклинали» проходят тот же, только ускоренный путь развития, что и эвгеосинклинали, но на базе различных магматических очагов и «обусловлены совершенно различными, хотя и преемственно связанными процессами, происходящими в земной коре» (Муратов, 1971, стр. 9). На самостоятельность гранитоидного магматизма, на его параллельность с основным при длительности развития, сопоставимой с периодом геосинклинального осадконакопления, указывают также Н. А. Штрейс и Г. И. Макарычев (1969).

Схема М. В. Муратова разработана по материалам регионов с четко выраженными обширными областями «молассового развития», со слабо нарушенным фундаментом на начальной и средней стадиях тектоно-магматического цикла. В регионах с не столь четким проявлением таких областей, а также внутри эвгеосинклиналей с узкими центральными поднятиями разграничение первичных и вторичных очагов и их дифференциатов, естественно, вызывает затруднения. В развитии одних регионов доминируют начальные и средние стадии цикла и соответствующие продукты первичных магматических очагов; в других — орогенные стадии и гранитоидные магмы; в третьих — особенности развития во всех отношениях носят промежуточный характер. Иными словами, схема М. В. Муратова, очевидно, может быть развернута в последовательные ряды, сопоставимые ранее рассмотренным и характеризующиеся теми же главными геологическими факторами.

В соответствии с изложенным очевидно, что в самом общем виде связь тектоники и магматизма выражается прежде всего в том, что началу магматического цикла предшествует общее воздымание коровых структур высших порядков в условиях общего растяжения коры. Общее воздымание прерывается с началом формирования первичных («осевых») прогибов в обрамлении сводов и (или) платформ в связи с развитием инициального эффузивно-пирокластового магматизма, сопровождающегося геосинклинальным осадконакоплением. Одновременно в зонах прогибов и их непосредственного обрамления начинается развитие вторичных (инверсионных) поднятий и коровых (гранитоидных) магматических очагов в их ядрах. При этом в интервале надочаговых толщ развиваются растягивающие усилия, максимум которых совпадает с замыканием эвгеосинклинали, складчатостью и внедрением гипербазитов, происходящим в условиях сжатия локальных зон обрамления поднятий. Вслед за этим последние расчленяются на вторичные прогибы и поднятия орогенной и завершающей стадий цикла, сопровождаясь накоплением эффузивов в молассовых прогибах и внедрением гранитоидов вдоль надочаговых разломов, после чего активные движения в данной структурной зоне затухают и наступает период ее пенеппенизации.

Воздымание и растяжение участков коры в областях и зонах различных порядков, а также механизм интрузивных и эффузивных процессов некоторые исследователи (Ван-Боммелен, 1956; Кузнецов, 1964; Дюфур, 1967; Пэк, 1968; Муратов, 1969, и др.) так или иначе связывают с увеличением объема вещества формирующихся магматических очагов различных порядков; большинство исследователей ведущую роль отводят тек-

тонике. Но в любом случае не вполне ясен, например, механизм глубокофокусных землетрясений, с которым связывают возникновение современных первичных очагов магматизма и быстрый подъем магмы вдоль дренирующих эти очаги глубинных разломов. С одной стороны, быстрое возникновение магм невозможно только вследствие разогрева, с другой — существуют сомнения, что глубинные разломы могут быть причиной достаточно резких перепадов давления, обеспечивающих плавление подкорового субстрата. Так, Д. И. Мусатов (1964) указывает, что зоны разломов и вулканические жерла испытывают весьма краткую активизацию, измеряемую днями, которая не может обеспечить локальные перепады давлений для образования магм. Да и сколько-нибудь длительное существование зон проницаемости на больших глубинах невероятно.

По выражению П. Д. Гамкрелидзе (1969), проблема выяснения ведущей роли в развитии тектоно-магматического цикла тектоники или магматизма является проблемой «курицы и яйца». И то и другое — взаимосвязанные следствия более общих причин. В частности, глубинные разломы — не первопричина возникновения магматических очагов, а лишь пути высвобождения их энергетических ресурсов. М. В. Гзовский (1963, стр. 205) пишет, что «тектонические движения и деформации связаны с магматическими явлениями парагенетически, а не причинно». Ю. М. Шейнманн (1969, стр. 110) полагает, что зарождение глубинных разломов происходит на глубине, откуда они развиваются вверх под воздействием «глубинной энергии, как бы ищущей выхода наружу». Как бы то ни было, но в пределах изложенного целесообразно выделить следующие общие положения.

1. В рамках тектоно-магматического цикла развитию магматизма и началу цикла предшествует общее воздымание структурных элементов коры высших порядков. Начальный максимум инициального магматизма совпадает с расчленением этих структур и формированием активных прогибов. Максимуму проявления батолитового магматизма предшествует длительное развитие первичных поднятий: геантиклинальных, центральных и срединных массивов. Последующим максимумам магматизма предшествуют расчленения первичных поднятий на более локальные прогибы и поднятия, смещающиеся по латерали в глубь ранее относительно стабильных и приподнятых областей. Существует, таким образом, последовательный ряд поднятий и прогибов по крайней мере трех порядков. При этом максимумы воздымания и вулканизма, очевидно, соответствуют условиям растяжения коры, а складчатость, плутонизм и метаморфизм — условиям ее сжатия.

2. Если все эти процессы взаимосвязаны, то в развитии тектоно-магматического цикла существует последовательный ряд периодов растяжения и сжатия коры со все более локальными областями и зонами реализации фаз воздымания и складчатости. Каждый последующий период отличается от предыдущего меньшей длительностью и масштабами проявления, но большей контрастностью движений на единицу площади и в единицу времени.

3. В развитии тектоно-магматических циклов платформенных областей отсутствует последовательный ряд периодов растяжения и сжатия или во всяком случае контрастное проявление звеньев этого ряда, спрессованного в общий период длительного воздымания, прерывающегося магматизмом или продолжающегося в следующем цикле для всей платформы или ее отдельных областей. По-видимому, в этом заключена одна из сторон общей полярности ситуаций платформенных и геосинклинальных областей, а следовательно, и существо ряда промежуточных ситуаций.

4. В общем ряду сопряженных поднятий и прогибов — от самых высших (планетарных) порядков к самым локальным — последовательно

изменяется средний состав магм от основных к кислым и щелочным. Четкость разделения и контрастность их составов в рамках мегациклов, циклов и т. д. пропорциональна многоэтапности формирования и контрастности специфических особенностей сопряженных поднятий и прогибов. В качестве параметров, характеризующих те или иные «особые условия развития», очевидно, по-прежнему могут служить принятые нами главные геологические факторы.

5. Если верны представления о том, что все аспекты тектоно-магматического цикла в пределах коры являются следствием общей причины — высвобождения подкоровой энергии, то единственно определенный вещественный переносчик этой энергии — инициальный магматизм. С ним должны быть связаны: происхождение любых химических элементов корового слоя, изначальная металлогеническая специализация магм и общая тенденция покисления коры в процессе ее развития. Но в таком случае состав первичных магматических очагов не может быть одинаков во времени и пространстве.

Наконец, из изложенного следует, что развитие основного и кислого магматизма скорее всего осуществляется параллельно. Причем в гранитоидном процессе в любых ситуациях, видимо, можно выделить четыре главных периода: I. Обособление вещества первичных магматических очагов, сопоставимое с периодом формирования сводовых структур высших порядков и затем с обрушениями вдоль глубинных разломов в начале цикла. II. Формирование вторичных (гранитоидных) магматических очагов, сопоставимое с периодом осадконакопления и формирования относительных поднятий геосинклиналей вплоть до их замыкания. III. Формирование гранитоидных массивов в конце средней стадии, в орогенную и завершающую стадии тектоно-магматического цикла. IV. Формирование различных производных гранитоидов в период затухания активных тектонических процессов. Очевидно, что эти периоды соответствуют последовательно взаимосвязанным структурным уровням развития сложной геологической системы, сопоставимым с регионом (I), областью (II), зоной (III) и участком (IV) формирования тех или иных производных гранитоидов.

**Энергетические ресурсы.** Источники энергии геологических процессов все еще остаются неясными. Отказавшись от представлений об «остаточном тепле» земных недр, одни исследователи ищут источники энергии в космических воздействиях, вызывающих деформации коры с преобразованием механической энергии в тепловую или (и) приводящих к возникновению подкоровых магматических очагов при резких перепадах давления вдоль глубинных разломов (Хайн, 1960; Пейве, 1961; Кропоткин, 1969, и др.); другие — в геотермических (Любимова, 1960) и геохимических (Виноградов, 1962) процессах, а также в различных механизмах преобразования гравитационной энергии, в частности: за счет фазовых переходов части подкорового вещества или в результате спонтанного двунаправленного преобразования «первичного» вещества Земли в более и менее плотные состояния (Магницкий, 1960; Субботин, 1960; Гурарий, Соловьева, 1964; Кесарев, 1967); при замене ионных связей на ковалентные (Магницкий, Калинин, 1969); за счет радиогенных процессов и за счет высвобождения солнечной энергии, аккумулярированной осадочными толщами (Белов, Лебедев, 1957; Сеницын, 1964; Дюфур, 1967, и др.).

С представлениями о гравитации связаны две противоречивые гипотезы: расширения и сжатия Земли в ходе ее развития. Например, Т. А. Асланян (1960), отстаивая контракционную гипотезу, ссылается на теорию эволюции звезд от красных гигантов к белым карликам и указывает, что при уменьшении радиуса Земли на 0,5 см выход энергии составляет  $1,5 \cdot 10^{29}$  эрг, что в двадцать раз превышает годовое рассе-

вание ее энергии. Однако механизм эволюции звезд, связанный с ядерным синтезом, маловероятен в планетарных масштабах.

По мнению Г. М. Гапеевой, в вопросах энергетических ресурсов и в механизме их высвобождения неубедительны пока ни геотектонические, ни геотермические, ни геохимические гипотезы, так же как гипотезы сквозьмагматических растворов, зонной плавки и радиогенных источников энергии (в вулканических выбросах не отмечается даже повышенного фона радиоактивности). Г. М. Гапеева (1964, стр. 23) полагает, что между петрогенезом и тектогенезом существует парагенетическая связь, а энергия обоих процессов «освобождается в результате физико-химической эволюции подкоровой части земной коры». Согласно Ф. К. Шипулину (1969), источник энергии интрузивных процессов скрыт в самом магматическом расплаве и связан с экзотермическими процессами изменения его структурных ассоциативно-химических связей. Очевидно, все эти мнения перекликаются с ранее приведенными высказываниями Ю. М. Шейнманна, Д. И. Мусатова, М. В. Гзовского, П. Д. Гамкрелидзе.

Так или иначе «внутреннее тепло», каково бы ни было его происхождение, «остаётся в настоящее время наиболее реальным видом энергии, обуславливающим магматизм, метаморфизм, дифференциальные тектонические движения и складчатость, т. е. в более широкой постановке — геологическое развитие Земли в целом» (Смирнов, 1969, стр. 243).

В итоге, очевидно, можно утверждать, что комплекс критериев скользящей классификационной схемы (см. табл. 5, 14) может служить основой для прогнозов, оценки, поисков и разведки различных типов пегматитовых и иных месторождений в масштабах исследований четырех основных уровней развития сложной системы «магматизм — геологическая среда». Но действенность схемы неизмеримо возрастет при установлении причинной зависимости всех аспектов развития геологических систем различных порядков, в которых ключевой является проблема энергетических источников.

## ОБЩИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Основой любых современных теоретических построений, касающихся закономерностей развития вещественных систем, являются представления об их общей структуре и о структуре взаимодействующих частей системы при тех или иных состояниях вещества. Из возможных состояний вещества в условиях земной коры важнейшими являются: газовое (G), жидкое (L) и кристаллическое (S); причем первое и последнее популярны по характеру структурных связей на молекулярном уровне взаимодействий. Газовое состояние описывается как совокупность атомов, ионов или молекул, длина свободного пробега которых значительно превышает их собственные размеры, а взаимодействия, т. е. время пребывания в поле сил соседней частицы, ограничены временем соударений. В кристаллическом состоянии частицы взаимодействуют постоянно, определяя ближний (координационный) и дальний (альтернативный) порядки связей, и находясь вследствие этого в строго фиксированных узлах кристаллической решетки, характеризующейся периодичностью и принципиальной бесконечностью постройки. В различных вариантах трактовки жидкого состояния существуют принципиальные различия, вытекающие из сближения свойств жидкости или с кристаллическим или с газообразным состоянием.

**Структура жидкости.** В жидком и кристаллическом состоянии, в отличие от газового, вещество имеет постоянный объем и сходную плотность. Увеличение объема с переходом  $S \rightarrow L$  у большинства веществ не превышает 10—15%, а скрытая теплота плавления очень мала по сравнению со скрытой теплотой испарения, что указывает на незначительность изменений сил сцепления частиц. При этом сопротивление на разрыв, отсутствующее в газе, у жидкости сопоставимо с таковым кристаллов. Жидкости свойственна текучесть, но и кристаллы, не говоря уже о стеклах, способны течь при достаточно длительном воздействии на них давлений. В то же время при кратковременном по сравнению с периодом релаксации воздействии в жидкостях фиксируются упругие деформации, трещины, сколы (Валькенштейн, 1951). Изменения теплоемкости, энтропии и других параметров жидкости под воздействием температуры и давления сходны с таковыми у кристаллов при их структурных перестройках (Смит, 1954; Фишер, 1961; Болотов, 1965). Эксперименты с переохлажденными жидкостями позволили И. Е. Болотову (1965, стр. 189) сделать вывод о «значительных изменениях структуры расплава, которые происходят при его переохлаждении в предкристаллизационный период», и о том, что «увеличение упорядоченности в расположении атомов расплава может приближаться к степени порядка, свойственного твердому состоянию». При переходе жидкости в состояние стекла и его последующей раскристаллизации скачкообразных изменений физических параметров не происходит. Лишь очень быстро, но постепенно возрастает период релаксации, что свидетельствует о возможности макроскопически постепенного перехода  $L \rightleftharpoons S$  (Френкель, 1945). При этом рентгенограммы стекол и жидкостей вблизи точки плавления аналогич-

ны рентгенограммам микрокристаллических тел. Последнее дало основания Стюарту еще в 30-е годы выдвинуть представления о существовании в жидкостях «сиботаксических групп» со структурой, подобной кристаллической решетке.

Кинетическая теория жидкостей, разработанная Я. И. Френкелем, рассматривает жидкое состояние вещества как промежуточное, обнаруживающее «непрерывную гамму переходных свойств, примыкая на одном конце — в области высоких температур и больших удельных объемов — к газам, а на другом — в области низких температур и малых объемов — к твердым телам» (Френкель, 1945, стр. 101). Под температурным воздействием в реальных кристаллах происходят не только колебательные, но и трансляционные движения частиц, связанные с их перескакиваниями из одних узлов решетки в другие и в междоузлия, что вызывает искажения решетки в виде «дырок» и «диссоциированных атомов», выражающих своего рода внутреннее испарение кристалла.

Несмотря на то что, в отличие от газовых, частицы кристаллов остаются в поле сил соседних частиц, а длина их свободного пробега имеет постоянную величину и избирательную направленность, «атомы блуждают по всему кристаллу, непрерывно перемешиваясь... Наличие у кристаллического состояния этой черты сходства с газообразным состоянием позволяет рассматривать реальное твердое тело как своего рода синтез идеального кристалла и идеального газа» (там же, стр. 20).

Согласно «дырочному» аспекту теории, 10—15%-ное увеличение объема вещества при переходе  $S \rightarrow L$  происходит за счет роста числа дырок и разрывов, а не расстояний между соседними частицами вне областей разрыва. В обоих состояниях дырки рассматриваются как некая дисперсная фаза, количественно возрастающая с повышением температуры вплоть до перехода  $L \rightarrow G$ , когда дырки сливаются в «пустоту», являющуюся уже средой для не связанных между собой частиц вещества. Увеличение его объема за счет дырок, обеспечивающих большую индивидуальную подвижность частиц и резкое ускорение релаксационных процессов, по мнению Я. И. Френкеля, составляет сущность перехода  $S \rightarrow L$ .

Непрерывно возникающие и исчезающие разрывы и дырки («кавитационные флюктуации») нарушают правильность решеточной структуры и определяют флюктуации плотности вещества. При этом частицы жидкости, странствуя по всему объему, лишь на короткое время (до сотен колебаний при частоте  $n \cdot 10^{12} - 10^{13} \text{ сек}^{-1}$ ; Brokchous, 1961) задерживаются в равновесном положении столь же непрерывно возникающих и исчезающих сиботаксических областей, число, размеры и время существования которых уменьшается с повышением температуры, обеспечивая нарастающую роль трансляционных движений. Равное соотношение колебательных и трансляционных движений частиц жидкости, т. е. эффективности проявления свойств идеального газа и кристалла, определяет ее критическое состояние (Штернберг, 1962).

Степени дальнего ( $\xi$ ) и ближнего ( $\eta$ ) порядков во взаимодействиях частиц молекулярного поля вещества имеют максимальные значения, равные единице лишь при  $t \rightarrow 0^\circ\text{K}$ , и стремятся к нулю при  $t \rightarrow \infty$ , причем  $\eta$  убывает медленнее. Согласно Я. И. Френкелю, значения  $\eta > 0,5$  и  $\eta < 0,5$  определяют соответственно кристаллическое и жидкое состояние вещества;  $\eta = 0,5$  — «обрывное» значение точки перехода. Но, поскольку в пустоте жидкость способна к полному самопроизвольному испарению, истинной границей ее существования является не линия кипения, а линия плавления (Смит, 1954). Интервал между этими линиями, соответствующий жидкому состоянию, есть лишь следствие взаимодействия данного вещества с окружающей средой, т. е. промежуточный количественный феноменологический эффект качественных изменений в характере взаимодействий при переходе  $S \rightarrow G$ .

В геометрическом аспекте теории «степень ориентации» частиц в узлах решетки, эквивалентная  $\xi$ , определяется через среднее значение угла  $\Theta$ , образуемого осями частиц (кристаллографическими осями сиботаксисов) в интервале от  $\pm\xi = \cos\Theta = 1$  до  $\pm\xi = \cos\Theta = 0$ . Обрывным значением является  $\pm\cos\Theta = 0,5$ , после чего в среднестатистическом выражении частицы переходят от качаний к вращению. Но, в отличие от газового состояния, оно не равномерно, несколько замедляясь у положения равновесия («вращательное качание»). Следовательно, абсолютное  $\xi = \cos\Theta = 0$ , свойственное идеальному газу, в реальных условиях не означает, что частицы перестают испытывать ориентирующее воздействие ближних и дальних связей. Оно означает лишь, что к нулю стремится среднее значение общей проекции ориентационного поля на соответствующее кристаллографическое направление с учетом разных знаков ориентировки каждой из частиц вещества. Узлы решетки, а следовательно и сама решетка, определяются силовым полем, создаваемым в результате взаимодействия частиц, т. е. внутренними свойствами последних. Правильность решетки — «кооперативный эффект» взаимодействия частиц, нарушаемый их тепловым движением, направленным на разрушение макромолекулярного поля и переход вещества в менее плотное газовое состояние. Иными словами, в жидкости сохраняется силовой эффект и ближних и дальних порядков; в нуль обращается лишь интегральная геометрическая результирующая единой решетки, тогда как в сиботаксических областях продолжают существовать значения  $\pm\xi > 0,5$  и  $\pm\cos\Theta > 0,5$ , присущие кристаллическому состоянию.

Все это позволяет утверждать, что «различие между жидким состоянием и твердым, не только аморфным, но и кристаллическим, является не качественным, а скорее лишь количественным» (Френкель, 1945, стр. 103). Более того, температурный интервал существования жидкости является частью интервала кристаллического состояния вещества, поскольку качественные изменения в общем характере молекулярных взаимодействий происходят лишь при переходе  $L \rightarrow G$ .

Б. И. Мархасев и И. Д. Седлицкий (1963, стр. 916) отмечают, что «современный подход к вопросам строения жидкости дает основания предполагать возможность применения при рассмотрении расплавленных силикатов близ температуры плавления ряда основных положений кристаллохимии силикатов». Согласно В. В. Щербине (1964, стр. 538), «исследования показали, что в строении силикатных расплавов принимают участие частицы, близкие или идентичные тем, которые слагают собой кристаллическую структуру минералов, и взаиморасположение этих частиц в расплаве приближается к таковому в кристаллическом веществе». Развивая представления о «молекулярном состоянии» жидкой фазы, Н. В. Белов (1963, стр. 14) пишет: «...мы не склонны видеть большой физической разницы и, прежде всего, во внутренней энергии (вероятно, именно этот термодинамический термин нужно иметь в виду, когда мы говорим об энергии решетки), между жидким и твердым состоянием и с большей охотой противопоставляем их совместно газообразному». Короче говоря, сторонниками принципиального сродства структурно-энергетических свойств кристаллического и жидкого состояний, в противоположность газовому, в настоящее время являются многие исследователи (Есин, 1957; Малкин, 1962; Бартенев, 1966; Черкинский, 1967; Когарко и др., 1968; Жмойдин, Кулаков, 1968; Блох, 1969; Анфилогов, Альмухамедов, 1970; Шипулин, 1971; Иншин, 1972, и др.).

Из числа противников обсуждаемых положений, насколько это известно автору, наиболее систематизированные возражения принадлежат Дж. Берналу (1962, 1965). Он пишет, что при отсутствии постоянного влияния самопроизвольной кристаллизации воды не происходит до  $-41^\circ\text{C}$ , «затем скорость кристаллизации становится настолько большой, что ее невозможно измерить» (1965, стр. 159). Отсюда делается вывод

об отсутствии признаков кристаллической решетки в жидкости. Далее, опираясь на эксперименты с шариковыми моделями (большое число шариков, символизирующих частицы идеальных сжиженных одноатомных газов), Дж. Бернал приходит к выводу, что «реализованные на практике конфигурации жестких шаров (с элементами «случайной плотной упаковки», отождествляемой с сиботаксисами.— *И. Н.*) не являются промежуточными между правильной кристаллической структурой и неправильной упаковкой жидкостного типа» (там же, стр. 154). Кроме того, он пишет: «...строго говоря, понятие решетки подразумевает лишь наличие бесконечного числа атомов, определенным образом расположенных в трехмерном пространстве. Когда же число атомов становится конечным (в сиботаксисах.— *И. Н.*), необходимость образования решетки, соответствующей бесконечной системе, вообще отпадает» (там же, стр. 151). Ранее Дж. Бернал (1962) показал, что равновесное состояние системы из заведомо ограниченного числа атомов принципиально отличается от кристаллического возможным типом симметрии (в частности, пятерная симметрия икосаэдров).

Перечисленные тезисы, однако, недостаточно убедительны. Во-первых, переход  $L \rightarrow S$  любого вещества происходит не при  $T_{\text{крист}}$ , а в несколько переохлажденном, т. е. метастабильном, состоянии с количеством движения, свойственным уже кристаллической решетке, но при среднестатистически неупорядоченном положении частиц. Для их фиксирования в решетке необходимо преодоление активационного барьера, после чего кристаллизация, естественно, происходит почти мгновенно. Во-вторых, измерение параметров любой модели фиксирует статичные позиции ее частиц, тогда как одна из основных особенностей жидкого состояния вещества — кинематичность его структуры, принципиально не допускающая равноценного фиксирования всех ее элементов в статичной позиции. Отсутствие каких-либо энергетических связей между «атомами» шариковых моделей лишает их основ понятия состояния вещества на молекулярном уровне взаимодействий. Шариковые модели отражают лишь свойства идеального газа, сжатого до плотности твердого тела. Наконец, в-третьих, сиботаксические группы нельзя рассматривать сами по себе как состояния, промежуточные между жидким и кристаллическим. Эти группы наряду с разрывами и дырками — лишь локальные нестабильные участки единого силового поля жидкости, отражающие колебания относительно среднестатистической степени его упорядоченности.

Что касается запрещенных видов симметрии, то их возникновение вполне допустимо с учетом локальности и метастабильности сиботаксисов, в принципе не лимитированных каким-либо ограниченным числом частиц. При этом с позиций экситонных представлений структурные флюктуации можно рассматривать как следствие теплового возбуждения единого молекулярного поля, направленного на рассредоточение взаимодействующих частиц поля, эффективность которого определяется их внутренними свойствами. Иными словами, в переходах  $S \rightleftharpoons L \rightleftharpoons G$  результируется борьба двух противоположных начал, организующих и дезорганизирующих структурно-энергетические взаимодействия молекулярного уровня.

В итоге целесообразно выделить следующий ряд положений.

1. Все параметры кристаллической решетки, т. е. относительно обособленного «единого структурно-энергетического поля» вещества, определяются взаимодействием частиц (ионов, атомов), принципиальный характер которых остается неизменным и в жидком, и в кристаллическом состояниях. Отсюда кристаллохимические законы, в основе которых лежит взаимодействие, в принципе сохраняют свою силу относительно жидкого состояния вещества. Вместе с тем если переход  $S \rightarrow L$  осуществляется как переход первого рода, то в соответствующей жидкости

мало вероятно существование структурных (геометрических) мотивов, вполне тождественных структуре ее кристаллов, что и подтверждается экспериментами (Анфилогов, Альмухамедов, 1970).

2. Состояние единого молекулярного поля вещества определяется двумя противодействующими факторами: тепловым движением частиц, дезорганизующим их пространственный порядок, и внутренними свойствами частиц, организующими этот порядок. В термодинамическом аспекте организующий фактор зависит от внутренней, или свободной, энергии вещества ( $F$ ), а дезорганизующий — от связанной ( $ST$ ). Последняя определяет направленность взаимодействий молекулярного поля с внешней средой, т. е. его активную или пассивную роль на «межмолекулярном» уровне термодинамического поля взаимодействий.

**Дифференциация и интеграция.** Согласно Я. И. Френкелю, в реальном однородном веществе на молекулярном уровне взаимодействий кроме гомофазных существуют гетерофазные структурные флюктуации, к которым относится и возникновение дырок. В предпереходной области число зародышей новой фазы резко возрастает вплоть до состояния особой «гетерогенной предпереходной фазы» или «квазиустойчивой критической мезофазы», по Б. А. Смирнову (1961<sub>2</sub>). Это состояние определяется обрывным значением среднестатистической степени порядка ( $\eta = 0,5$ ) и стремящейся к минимуму вязкостью вещества.

Экспериментально установлено (Смирнов, 1961), что с приближением к температуре критической мезофазы в однородной жидкости возникает опалесценция (следствие интенсивных флюктуаций), с нарастанием которой появляется эмульсия, свидетельствующая о возникновении двух жидкостей. После прекращения опалесценции (уже в равновесных условиях) эмульсионные капли менее упорядоченной жидкости объединяются в более крупные, сливаются в струи и свили, а затем разделяются на два слоя. При обратном процессе на границе слоев возникает туманная линза, сопровождающаяся опалесценцией, постепенно охватывающей оба слоя; далее следует эмульсионная стадия, затем — гомогенизация. При термостатировании прямой и обратный процессы развиваются равномерно; на режимах — локализируются в участках термического воздействия, распространяясь затем на весь объем.

Аналогично Б. В. Бродиным (1963) описывается распад и гомогенизация твердых растворов. И в жидком и в кристаллическом состояниях распад и гомогенизация сопровождаются скачкообразными изменениями внутренней энергии, энтропии, удельного объема, теплоемкости и других параметров, так же как при полиморфных превращениях в кристаллах и в испытывающих термодинамическое воздействие однородных жидкостях (Смит, 1954; Архаров, 1961; Болотов, 1965, и др.). Все это свидетельствует о качественно одинаковом механизме структурных перестроек в любых состояниях молекулярного поля взаимодействий, обеспечивающем направленную «структурную диффузию» (Смирнов, 1961<sub>2</sub>), в ходе которой совершается работа по пространственному перераспределению частиц вещества за счет разности его температуры и среды. Взаимодействуя, частицы молекулярного поля передают энергию по координированным коммуникациям, определяющим структуру. Гетерофазные флюктуации связаны с необходимостью изменения координат, вследствие чего в состоянии критической мезофазы частицы становятся неконтактными, тем самым снижая вязкость (эффективность взаимодействия частиц в исходной молекулярной структуре поля) в принципе до нуля при любом состоянии вещества. Затем наступает раздел фаз за счет возникновения новых типов структурных связей. При этом опалесценцию, возможно, следует рассматривать как эффект открытых (неконтактных) связей частиц, а скрытую теплоту перехода — как результат этого эффекта, определяемый разностью свободной энергии вещества до и после перехода.

На молекулярном уровне взаимодействий ликвация, кристаллизация и распад твердых растворов одинаково сопровождаются выделением скрытой теплоты перехода и, не имея принципиальных качественных различий в механизме реализации, дополняют друг друга в едином процессе роста упорядоченности исходного вещества. Переход в газовое состояние, напротив, связан с поглощением тепла извне, ликвидацией эффективности молекулярного поля и ростом неупорядоченности вещества. При этом преобразования, вызываемые термическим воздействием, могут быть обеспечены и внешним давлением. «По данным Холла, уменьшение температуры на  $1^\circ$  приблизительно эквивалентно увеличению давления на  $150\text{--}200\text{ атм}$ » (Бокий, 1963, стр. 78). Согласно исследованиям И. Р. Кричевского и Д. Е. Циклиса (1941), при достаточно высоких давлениях существует непрерывность перехода  $L \rightarrow G$ , рентгенограммы газов могут быть сопоставлены с жидкостными, а любые закритические газовые смеси — расслаиваться, что свидетельствует об эффективности взаимодействия их частиц на молекулярном уровне. Это явление, «в существование которого сначала не верили, потом игнорировали, затем считали экзотикой и наконец объявили равновесием жидкость — газ, ныне... прочно основывается на обильном экспериментальном материале...» и может быть названо скорее равновесием типа  $L - L$ , но ни в коем случае  $G - G$  или  $L - G$  (Циклис, 1969, стр. 9, 10). Расслоение начинается быстрым появлением отчетливого мениска, сопровождается бурными токами в газе, затем падением «дождя» мелких шариков более тяжелой фазы, завершаясь ее обособлением в нижнем слое (там же, стр. 51), т. е. реализуется последовательность, аналогичная таковой в ликвационных и распадных процессах.

Таким образом, газ, сохраняя или даже наращивая при адиабатическом сжатии свою связанную энергию (ST), способен приобрести структурные свойства жидкости. В свою очередь, «как бы ни была высока температура жидкости, путем приложения достаточно высоких давлений она может быть переведена в кристаллическое состояние» (Френкель, 1945, стр. 101). Полученные таким путем жидкие и кристаллические тела способны, однако, к повышенной сжимаемости, отличаясь от «обычных» не только неспособностью существовать без внешнего воздействия, но и своими структурными свойствами, так как под воздействием температуры (уже до  $1000^\circ\text{C}$ ) и давления ( $P > 10\,000\text{ атм}$ ) меняются химические свойства атомов (Бокий, 1963), т. е. качественные изменения происходят не только на молекулярном, но и на атомном уровне взаимодействий. Увеличение температуры «разуплотняет» электронную структуру атома при переходе электронов с внутренних на внешние орбиты и их отрыве; увеличение давления, напротив, «уплотняет» структуру до смещения электронов на внутренние орбиты с превращением металлов в металлоиды и т. д. Независимо от этого в рамках молекулярного поля взаимодействий Д. Е. Циклис (1969, стр. 137), предлагает именовать «флюидным» состояние газов, сжатых до плотностей, соизмеримых с жидкостными, считая, что в обычном понимании «флюид — это не жидкость, но и не газ». Его важнейшими особенностями являются: структура, свойственная жидкости, и высокая проникающая способность, определяемая свойственным газу стремлением занять возможно больший объем.

В качестве более строгого эквивалента температурному фактору Я. И. Френкелем введено понятие «отрицательного давления», аналогичного обычному «положительному», но действующего изнутри вещества в направлении, обратном силам притяжения частиц. Причем величина отрицательного давления, необходимого для перехода  $S \rightarrow L$ , измеряется  $n \cdot 10^4\text{ атм}$ . Однако эффект отрицательного давления реально осуществим лишь посредством сообщаемых веществу вибраций с частотой, соизмеримой с тепловыми колебаниями частиц молекулярного поля. Иными

словами, тепловое движение — единственное реальное воплощение отрицательного давления или сил отталкивания частиц, определяющее существование «геометрических» (пространственных) параметров данного поля взаимодействий (Малкин, 1962), но в неразрывной связи с силами притяжения, которые сопоставимы с положительным (внешним) давлением. Выражением этих противоположностей, очевидно, является удельный объем вещества. Но и он выступает только как **результатирующий** показатель. Можно сказать, что силы отталкивания, увеличение количества движения и отрицательное давление направлены на увеличение удельного объема и неупорядоченности данного поля взаимодействий, а силы притяжения, уменьшение количества движения и положительное давление — на уменьшение его объема и неупорядоченности. Первое направление связано с ростом интеграционных, а второе — с ростом дифференционных тенденций в развитии вещества соответственно в рамках термодинамического (межмолекулярного) и молекулярного полей взаимодействий.

Из всего изложенного вытекает, что понятие орнородного вещества определяется уровнем взаимодействий, т. е. может быть сужено до элементарной частицы на уровне слабых (распадных) взаимодействий ядерного поля и расширено вплоть до масштабов видимой Вселенной на гравитационном уровне взаимодействий. В силу тесной взаимосвязи всех структурных уровней понятие обособленности любой системы относительно, понятие ее среды определяется уровнем взаимодействий, более внешним по отношению к рассматриваемому, а преобразования одного структурного уровня неотделимы от преобразований остальных. Наконец, согласно общим диалектическим представлениям, ни один объект, являясь частицей определенного уровня взаимодействий, не может рассматриваться обособленно от этого уровня и не идентичен самому себе в качественно различных силовых полях (например, атомы одного элемента в различных химических соединениях). Если «вещь в силу структурных изменений в материи превращается в элемент другой системы, то она как таковая исчезнет. Происходит превращение ее в другую вещь...» (Овчинников, 1967, стр. 24). Следовательно, свойства какого-либо элемента молекулярного поля, в том числе его валентность, координация, тип связей и т. д., являются его индивидуальными свойствами так же, как и свойствами всего данного поля (уровня) взаимодействий. В итоге целесообразно выделить следующий ряд положений.

При дифференциации сложного вещества одна его фаза всегда более, а другая менее упорядочена, чем исходная. Если дифференциаты не изолируются, то основным теплоисточником становится более упорядоченная фаза (скрытая теплота переходов), а теплопоглотителем — внешняя среда и менее упорядоченная фаза, функционально эквивалентная, таким образом, среде в системе более внешнего термодинамического («межмолекулярного») поля взаимодействий.

Любая направленная диффузия частиц поля ведет к его дифференциации. Четкость пространственного обособления фазовых дифференциатов пропорциональна длительности состояния критической мезофазы (зависимой от условий среды) и скорости диффузионных процессов (зависимых от свойств вещества).

С учетом качественного сходства механизмов и структурно-энергетических особенностей кристаллизационного, распадного и ликвационного процессов образование эвтектик, видимо, следует рассматривать как частный случай резкого сближения или совмещения всех трех или двух видов дифференциации. В таком случае эвтектические составы должны зависеть от термодинамических условий, что доказано исследованием природных (Родионов и др., 1972) и экспериментальных (Luth, 1969) систем, а также от присутствия «флюсующих» компонентов.

Способность вещества растворять резко снижается при переходе  $L \rightarrow G$ , но с переходом в состояние флюида (F1) она возрастает с повышением температуры, как и в жидкости. Любое сложное, но структурно однородное вещество (S, L, G), находясь под давлением, в той или иной мере должно обладать свойствами флюида (F1), в том числе тенденцией к разуплотнению за счет отрицательного давления во взаимодействиях частиц молекулярного поля.

Поскольку молекулярные взаимодействия — следствие внутренних свойств частиц, потенциальная эффективность взаимодействий молекулярного поля сохраняется в любом состоянии вещества, кроме случая его бесконечного разряжения (Фишер, 1961).

**Изоморфизм и дифференциация.** В кристаллохимии «определение понятия «изоморфизм» сводится к такому вхождению «посторонних» элементов или их групп в «решетку» основного минерала («хозяина»), которое внешне не нарушает его реальной «монокристалльности», с сохранением морфологических особенностей идеального химически однородного монокристалла, но часто сопровождается изменением физических свойств...» (Белов, Литвинская, 1966, стр. 24). Иными словами, геометрический эффект молекулярного поля зависит от химических параметров атомного (электронного) уровня его частиц, а физические свойства — от ядерного уровня этих частиц.

Основными критериями изоморфизма считают сходство электроотрицательностей, валентностей, потенциалов ионизации, но преимущественно ионных радиусов. Однако все эти параметры непостоянны, так как зависят от типов химических соединений и от термодинамических условий реализации этих соединений; различия ионных радиусов отчетливо изоморфных пар нередко резко превышают допустимые (15%), и, наоборот, изоморфизм отсутствует при сходстве ионных радиусов; возможен групповой («доменный») изоморфизм и т. д. На недостаточность этих критериев и их обоснования указывалось неоднократно (Соболев, 1949; Лебедев, 1957; Власов, 1963; Повареных, 1964; Сливко, 1969, и др.). Предпосылки к устранению этой недостаточности были намечены К. А. Власовым, рассматривавшим изоморфизм в связи с периодической системой элементов. Им была установлена зависимость изоморфизма от фундаментальных физических параметров элементов, ядерных зарядов и атомных весов; сделаны выводы о причинной роли этих параметров и о том, что «изоморфизм — это своего рода комплексный показатель степени схождения и различий свойств элементов, по-разному проявляющихся в различных условиях» (1963, стр. 64). При этом правила изоморфизма должны определять общие закономерности дифференциации вещества в космических масштабах, в условиях земных недр и коры вплоть до «формирования различных горных пород, рудных месторождений и других минеральных ассоциаций...» (там же, стр. 61); на основе этих правил можно «искать в каждом конкретном случае причины перехода рудообразующих элементов в рудные растворы в процессе кристаллизации магм и объяснять их металлогеническую специализацию» (там же, стр. 54).

Е. С. Макаровым (1968) выдвинуты представления о химических факторах «сродства» и «индифферентности» во взаимоотношениях элементов. Наличие (скорее преобладание — *И. Н.*) первого определяет возможность химических взаимодействий элементов в различных соединениях, второго — их изоморфизма<sup>1</sup>. При этом распад, двойникование и полиморфные превращения кристаллов «указывают не столько на химические взаимодействия, сколько на стремление структуры к большей стабильности при дополнительном выигрыше энергии за счет выравнивания

<sup>1</sup> Независимо подобный вывод был сделан и нами (Недумов, Земская, 1969).

локальных напряжений...» (1968, стр. 907). Иными словами, они обусловлены индифферентными элементами, способными к изоморфизму с главными элементами решетки лишь в ее относительно неупорядоченном состоянии, но вызывающими структурные перестройки с ростом упорядоченности. Этот вывод согласуется с теоретическими исследованиями А. С. Марфунина и подтверждается экспериментами (Франко, Шерер, 1954; Bowen, Tuttle, 1955; Шестакова и др., 1961; Ильясов, Бергман, 1962, и др.). Причем А. С. Марфунин (1961) указывает на многократность распадных процессов по мере роста упорядоченности многокомпонентных кристаллов, особенно полевых шпатов, кристаллизующихся в виде сложных гомогенных соединений, претерпевающих затем двойникование и распад с обособлением включений (в том числе «эвтектических») кварца, слюд, пироксенов и других минералов. В этом же плане примечателен термин «автолизия» (самоочистка), введенный А. Е. Ферманом (1931) для характеристики природного процесса закономерного уменьшения изоморфных примесей в последовательных генерациях одного минерала.

Все это позволило (Недумов, Земская, 1969) определить изоморфизм как зависимую от РТС-условий переменную способность различных элементов или их групп разделять структурные позиции главных элементов данного молекулярного поля без нарушения однородности и основных структурных параметров этого поля при любом состоянии вещества (в силу отсутствия принципиальных качественных различий во взаимодействиях частиц на молекулярном уровне). Преобладание «сродства» или «индифферентности» во взаимодействиях элементов соответственно определяет возможность их химических или изоморфных связей в рамках молекулярного поля. Реализация первых сопряжена с высвобождением, вторых — с поглощением энергии. Следовательно, их эффективность противоположна относительно степени упорядоченности молекулярного поля, т. е. снижение температуры или рост давления повышают эффективность химических, но снижают эффективность изоморфных связей, и наоборот. При этом степень или «разрешающая способность» изоморфизма пропорциональна степени неупорядоченности взаимодействий частиц поля в интервале среднестатистических значений  $1 > \xi > 0$  или  $1 > \cos\theta > 0$ . Значения  $\xi = 1$  и  $\cos\theta = 1$  соответствуют идеальным условиям «нулевого» изоморфизма, при котором взаимозаменяемы лишь атомы одного и того же элемента (в пределе с одинаковыми квантовыми числами). С переходом  $S \rightarrow L$  ( $\xi$  и  $\cos\theta = 1$ ) разрешающая способность изоморфизма резко возрастает и продолжает возрастать с повышением температуры до перехода  $L \rightarrow G$ , а при  $L \rightarrow F1$  — вплоть до неограниченной при  $\xi$  и  $\cos\theta = 0$  (при исчезновении качественных различий между флюидным и идеально газовым состояниями в экстремальных условиях).

В силу всего сказанного выше изменения степеней изоморфных и химических связей элементов, зависящих от внешних ТР-условий термодинамического поля взаимодействий, являются не только основным, но и единственным (комплексным) внутренним фактором, определяющим причины и закономерности процессов интеграции и дифференциации вещества на молекулярном уровне. Иными словами, дифференциация (как и противоположная ей интеграция) — качественный результат постепенных количественных изменений в степени упорядоченности молекулярного поля, стимулируемых противоположными по эффективности своего воздействия внутренними (изоморфные и химические связи) и столь же противоположными внешними (Т, Р) факторами. Вывод этот связан с развитием идей К. А. Власова и представляется одним из наиболее важных. С ним связан и не менее важный ряд следствий.

1. Молекулярное поле взаимодействий любого однородного вещества построено на химических связях главных элементов, определяющих тип структуры, и изоморфных связей с главными остальными элементами. При-

чем главными являются элементы, обеспечивающие наибольшую упорядоченность структуры в данных ТРС-условиях.

2. В сложной жидкости неизбежны гетерофазные и иные структурные флюктуации с нестабильным изменением координаций и возникновением в субтаксисах симметрий, запрещенных в кристаллической решетке. Закрепление в последних структурных мотивов химических связей главных элементов возможно лишь после фазового обособления наиболее чуждых этим мотивам изоморфных элементов, отчего зависит фактическая температура кристаллизации.

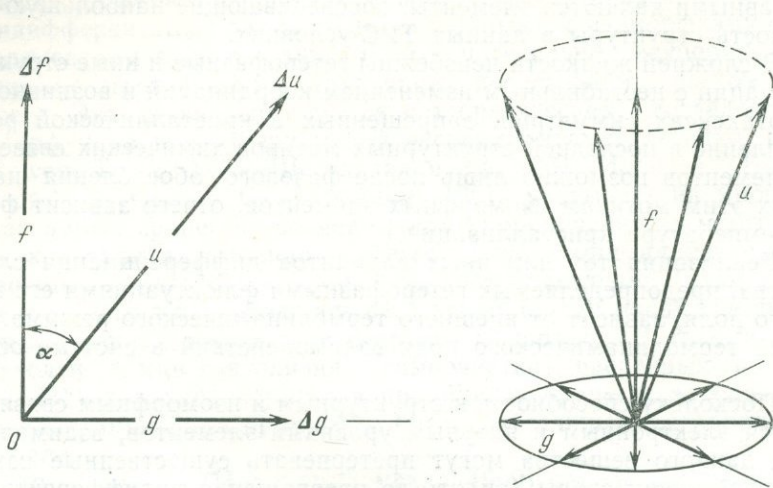
3. Реализация тех или иных вариантов дифференциации сложного вещества, предопределяемых гетерофазными флюктуациями его молекулярного поля, зависит от внешнего термодинамического режима, т. е. от условий термодинамического поля взаимодействий в системе объект — среда.

4. Поскольку способность к структурным и изоморфным связям определяется электронным и ядерным уровнями элементов, взаимодействия частиц данного вещества могут претерпевать существенные изменения под воздействием среды (вплоть до превращения индифферентных элементов в химически активные, и наоборот), соответственно изменяя и закономерности дифференциации.

**Самопроизвольные процессы в системе.** Существо любого процесса определяется взаимодействием участвующих в нем объектов, которые связаны с передачей энергии. Согласно второму началу термодинамики, любые самопроизвольные процессы идут в сторону увеличения энтропии ( $S$ ), являющейся функцией состояния системы. Рост энтропии, выражающей тенденцию к разупорядочению, интеграции и увеличению объема системы, — «это путь по направлению в будущее» (Фейнман и др., 1965, т. 1, стр. 149), т. е. это существо причинно-следственной зависимости поступательного развития, в связи с чем Я. П. Терлецкий (1964) считает, что принцип причинности можно заменить вторым началом термодинамики.

Однако на уровне термодинамического поля в любой системе одна ее часть поглощает, другая — отдает энергию при противоположных изменениях степеней порядка молекулярных полей обеих частей системы. В природных (самопроизвольных) процессах части системы, отдающие и поглощающие энергию, могут быть охарактеризованы соответственно как объект (например, интрузивная магма) и среда или со структурных позиций как относительно внутренний и внешний уровни взаимодействий (например, атомный и молекулярный, молекулярный и межмолекулярный). В соответствии со вторым началом любая природная система является частью более широкой системы «объект — среда», будучи ее объектом, т. е. внутренним структурным уровнем, а существо любых самопроизвольных процессов, таким образом, заключается в последовательной передаче энергии от более внутреннего к внешнему уровню взаимодействий при росте степени порядка первого и степени беспорядка второго уровня и системы в целом. Это вызывает необходимость введения понятия, противоположного энтропии, на что впервые указал Э. Шредингер (1947). Позже Н. Виннер противопоставил энтропии информативность как меру упорядоченности, а К. Шеннон (1963) показал, что «количество информации», выраженное математически, совпадает с формулой Больцмана для энтропии, но с обратным знаком.

Обоснованию реальности антиэнтропийной составляющей развития посвящены работы Л. Бриллюэна (1960), А. Г. Пасынского (1963), К. С. Тринчера (1965), Н. И. Кобозева (1966, 1967, 1968), Л. Э. Левина (1969) и др. Л. Э. Левин вводит представления о двух видах энтропийных и антиэнтропийных функций: об энтропии и антиэнтропии («скрытой эргопии») как функциях состояния взаимодействующих частей системы, способных и к возрастанию, и к убыванию, и об энтропии и анти-



Фиг. 34. Векторная модель термодинамического поля Н. И. Кобозева

энтропии («эргопии») как функциях процесса, способных только к возрастанию. Отсюда повсеместно в природе «каждый отдельный процесс создает одновременно как упорядоченность, так и беспорядочность. Бесконечное множество процессов, непрерывно происходящих в мире, создает постоянный поток энтропии и соответствующее явление беспорядочности, но одновременно оно создает столь же постоянный поток эргопии и накопление явлений упорядоченности» (1969, стр. 1722).

Очевидно, в рамках молекулярных полей скрытая эргопия сопоставима со среднестатистической степенью ближнего порядка и с положительным давлением среды и косвенно выражена, согласно Л. Э. Левину, работой по упорядочению состояния объекта системы, вследствие чего энтропия сопоставима с «отрицательным» давлением и работой. Если антиэнтропийные функции эквивалентны энтропийным, но противоположно направлены, то они должны быть следствием взаимодействий, связанных с передачей энергии, пути которой, однако, всегда однонаправленны. Но тогда для сохранения основ принципа взаимодействий, по-видимому, возникает необходимость эффективного существования некой «отрицательной энергии»!

Полная энергия (E) системы в любой ее части раскладывается на две составляющие: свободную (F) и связанную (ST). Н. И. Кобозевым (1961, 1962) показан векторный характер всех трех выражений энергии макроскопических процессов в «термодинамическом пространстве», обладающем свойствами консервативного силового поля взаимодействий (фиг. 34). В его проекции на плоскость по оси ординат откладывается вектор  $f = \sqrt{F}$ , по оси абсцисс —  $g = \sqrt{TS}$ . Сложение этих векторов дает  $f + g = e = \sqrt{E}$ , а геометрическая сумма  $f^2 + g^2 = e^2$  независимо от знака вектора соответствует уравнению Гиббса-Гельмгольца.

Сопоставляемые с термодинамическими функциями ( $\Delta F$ , T,  $\Delta S$ ,  $\Delta E$ ) векторы «f» и «g» рассматриваются как «термодинамические пути» процесса, а вектор «e» — как «термодинамическая сила», действующая на этих путях. Скалярные произведения силы на путь в механическом смысле эквивалентны кинетической энергии процесса. Но в трехмерных координатах силового поля лишь вектор «f» имеет постоянную ориентировку, т. е. вполне упорядочен, совпадая с осью ординат («векторный путь» процесса), а «g» и «e» описывают соответственно, полную окружность в плоскости, перпендикулярной оси ординат («броуновский путь» процесса), и поверхность конуса, ограничивающего пространство термодинами-

ческого поля. Кинетическая энергия ( $e \cdot f$ ) способна произвести работу, т. е. направленное перемещение объектов (частиц) поля против действующих на них сил, тогда как кинетическая энергия ( $e \cdot g$ ) способна выразить лишь «сумму живых сил большого числа частиц, дезориентированных в пространстве, т. е. теплоту» (Кобозев, 1961, стр. 274).

Таким образом, свободная энергия отличается от связанной и полной энергии тем, что лишь ее вектор сохраняет постоянную ориентировку в пространстве поля взаимодействий, «в чем и выражается направленность всякого самопроизвольного процесса» (там же, стр. 2742). Площадь окружности, описываемой вектором « $g$ »:  $\pi g^2 = \pi T \Delta S$ , — пропорциональна энтропии процесса; угол  $\alpha$ , образуемый ортами конуса с его осью, характеризует степень или вероятность ( $\eta$ ) перехода полной энергии в упорядоченную форму:

$$\cos \alpha = \sqrt{\eta}, \quad \cos 90 - \alpha = \sqrt{1 - \eta}, \quad g/f = \sqrt{\frac{1 - \eta}{\eta}}, \quad \frac{T \Delta S}{\Delta F} = \frac{1 - \eta}{\eta}.$$

Очевидно, что  $\angle \alpha$  сопоставим с  $\angle \Theta$ , образуемым, согласно Я. И. Френкелю, кристаллографическими осями частиц молекулярного поля взаимодействий, а вероятность перехода внутренней энергии в упорядоченную форму сопоставима со среднестатистической степенью ближнего порядка этого поля, функцией которого является скрытая эргопия, выражающая положительную работу в поле объекта. Кинетическая энергия ( $e \cdot g$ ), действующая на внешнем уровне взаимодействий системы «объект — среда», способна к отрицательной работе разупорядочения в поле среды.

Н. И. Кобозевым выделяются три класса самопроизвольных макроскопических процессов. I.  $\Delta E < 0, \Delta S < 0, \Delta F < 0$ ; II.  $\Delta E < 0, \Delta S > 0, \Delta F < 0$ ; III.  $\Delta E > 0, \Delta S > 0, \Delta F < 0$ . Подчеркивается, что в любом из них  $\Delta F < 0$ , откуда  $f = \sqrt{\Delta F}$  всегда мнимо и, следовательно, не находит самостоятельного реального выражения в пространстве термодинамического поля фиг. 34.

Однако если процесс протекает в системе типа «(объект — среда) — внешняя среда», то параметры процесса I класса могут рассматриваться лишь как характеризующие изменения состояний молекулярного поля взаимодействий объекта-теплоисточника, где  $\Delta S$  — эквивалент его скрытой эргопии; во II классе  $\Delta E$  характеризует часть системы, заключенной в скобки, а  $\Delta S$  — энтропию процесса и «внешней среды»; в III классе внешняя среда является теплоисточником, а  $\Delta S$  характеризует энтропию части системы, заключенной в скобки (в данном случае энтропию теплоприемника). В геологических системах, в которых магма является теплоисточником, самопроизвольная смена ее состояний в основном определяется первым классом термодинамических процессов.

В то же время термодинамические параметры характеризуют лишь увеличение или уменьшение энергии, всегда сопоставимой с движением и в векторном выражении однонаправленной. Следовательно, представления об «упорядоченной» и «неупорядоченной» формах энергии и об их динамическом равновесии — не вполне корректны в трехмерных координатах поля фиг. 34. Отрицательные (точнее, мнимые) составляющие векторов, связанные со значениями  $\Delta E < 0, \Delta F < 0, \Delta S < 0$ , должны быть ориентированы в направлениях, противоположных векторным от нулевой точки координат, т. е. внутрь конструктивных порядков взаимодействующих частиц вещества данного структурного уровня, эффективно выражаясь в сокращении абсолютной величины соответствующих положительных векторов.

Любому структурному уровню данной системы взаимодействий будет соответствовать свое векторное поле (ряд полей), в каждом из которых равновесные состояния будут определяться, по мнению П. В. Иншина (1972, стр. 126), условием максимума свободной энергии:  $F = E - TS$ , «из

которого следует, что такая структура является результатом борьбы двух начал: тенденции к порядку... ведущему к уменьшению энергии  $E$ , и тенденции к беспорядку, которая ведет к увеличению энтропии  $S$  и, следовательно, к уменьшению  $F$ . Подобная формулировка с учетом представлений об эргодических функциях и последовательно взаимосвязанных уровнях (полях) взаимодействий, видимо, вновь вызывает представления об «отрицательной энергии», пути передачи которой не находят, однако, реального выражения в пространстве термодинамического поля, но эффективно проявляются с ростом порядка и уменьшением объема объекта-теплоисточника.

Независимо от приемлемости или неприемлемости понятия отрицательной энергии из всего сказанного следует, что, во-первых, содержание любых аспектов понятия «система» определяется взаимодействием ее частей, в ходе которого одна часть системы (объект) отдает, другая (среда) — поглощает энергию; во-вторых, самопроизвольные процессы всегда осуществляются в сторону высвобождения (рассеивания) энергии от более внутреннего к более внешнему уровню взаимодействий; в-третьих, любые самопроизвольные процессы неизбежно выражаются, с одной стороны, в уплотнении объекта системы в сторону нулевой точки координат термодинамического поля взаимодействий (с уменьшением  $\angle\alpha$  и ростом  $\eta$ ) и с другой — в разуплотнении среды в векторном направлении того же поля (с увеличением  $\angle\alpha$  и уменьшением  $\eta$ ).

При  $E = \text{const}$  в рамках системы объект — среда состояния вещества объекта могут быть зафиксированы изменением угла  $\alpha$ , т. е. величинами векторов « $f$ » и « $g$ » ( $F$  и  $TS$ ). В своих экстремумах вектор « $e$ » будет стремиться к совмещению с осью « $f$ » (при  $\alpha \rightarrow 90^\circ$  и  $\eta \rightarrow 1$ ) и с энтропийной поверхностью оси « $g$ » (при  $\alpha \rightarrow 0$  и  $\eta \rightarrow 0$ ), т. е. к неким пределам с  $F = E$  и  $F = 0$ , характеризующим, видимо, экстремальные состояния соответственно объекта и среды.

**Предельные состояния системы.** Согласно теории, степень изоморфизма, дифференциации, интеграции и порядка молекулярных полей, т. е. их состояние и само существование, определяется двумя противоположными по эффективности воздействия факторами: количеством движения квазичастиц поля (в простейшем случае — атомных частиц) и их внутренними свойствами. При априорности последних причиной изменения состояний вещества является изъятие или привнос тепловой энергии в поле взаимодействий, причем теплота рассматривается лишь как одна из форм переноса энергии, т. е. одного из двух (энергия и масса) фундаментальных показателей свойств любого реального вещества (Путилов, 1957).

Рассмотрение последовательных рядов переменных состояний вещественных систем вызывает необходимость определения существа их пределов, что вытекает, например, из данного Я. И. Френкелем определения свойств реального вещества как синтеза свойств идеальных кристалла и газа. Параметры последних, очевидно, определяются соответственно: для кристалла —  $\eta = \xi = 1$  при нулевом изоморфизме и предельной дифференциации, при условии взаимозаменяемости лишь вполне тождественных частиц и отсутствии любых структурных флуктуаций в термодинамически запрещенных условиях  $mv = 0$ ,  $S = 0$ ; для газа —  $\eta = \xi = 0$  при неограниченном изоморфизме и интеграции в условиях  $mv = \infty$ ,  $S = \infty$ . Однако приведенные соотношения сохраняют реальность, если знаки равенства заменить в них знаками ( $\rightarrow$ ), а скорость ( $v$ ) определить соответственно как  $v = 1$  и  $v = c$ , где единица — предельно малая (квантовая) величина, а « $c$ » — скорость света.

Если с позиций экситонных представлений массу любой частицы (квазичастицы) молекулярного поля рассматривать как ее «эффективную массу» ( $\bar{m}$ ), равную  $mv$ , где  $m$  — масса покоя квазичастицы, то  $S_{mv}$ , пропорциональна свободной энергии ( $F$ ) поля и обратно пропор-

циональна росту степени его ближнего порядка, а произведение  $\Sigma \bar{m} = \Sigma m v$  на среднестатистическую скорость ( $v_2$ ) движений квазичастиц (колебательного и трансляционного) в инерциальной системе данного поля пропорционально его связанной энергии (ST) и обратно пропорционально степени дальнего порядка. При этом  $v_1$  и  $v_2$  выступают, очевидно, как результирующие эффекты смежных (внутреннего и внешнего) уровней взаимодействий; скорость ( $V$ ) — как движение относительно обособленных полей (объектов), предельным выражением взаимодействия которых является гравитационное поле.

Учитывая взаимозависимость величин  $\eta$  и  $\xi$  и их совпадение на пределах, полярные состояния вещества при  $v_1 = v_2 = \dots = V = c$  или  $v_1 = v_2 = \dots = V = 1$  должны характеризоваться величинами полной энергии  $E = M$  и  $E = Mc^2$ , где  $M$  — полная масса вещества. Выражение  $E = Mc^2$  характеризует электромагнитное поле, обладающее только полевой массой и некоторыми структурными свойствами, зависимиыми от  $\lambda v = c$  ( $\lambda$  — длина волны,  $v$  — частота колебаний). «Оно способно существовать в отрыве от своего источника, состоит из фотонов... и его следует в определенном смысле понимать как газ из частиц с энергией  $h\nu$ » (Фейнман и др., 1965, т. 4, стр. 78). Предельное состояние электромагнитного поля выражается значением  $v = 1$ . В противоположном пределе ( $E = M$ ) масса выражает лишь массу покоя или гравитационную массу, сосредоточенную в ядерных частицах вещества при  $\lambda = 1$ .

Поскольку потенциальный эффект молекулярного уровня взаимодействий сохраняется на всем межполярном интервале, существуют лишь три принципиально различных структурных уровня взаимодействий: полярные «ядерный» и «фотонный» и промежуточный «молекулярный» уровень, включающий ряд «межмолекулярных» подуровней существования сложной системы объект — среда. Полярные уровни в своих реально недостижимых пределах выражают абсолюты: с одной стороны, полевой массы эквивалентной энергии, с другой — массы покоя, сопоставимой, очевидно, с отрицательной энергией. Промежуточные подуровни совмещают полярные противоположности в поле зарядовых «протон-электронных» взаимодействий, реальность существования и развития которых определяется, таким образом, единством и борьбой противоположностей: объект — среда, дифференциация — интеграция, рост эргопии — рост энтропии, притяжение — отталкивание, уменьшение объема — увеличение объема, прерывность — непрерывность, покой — движение, масса — энергия и т. д. Единственным реальным показателем самопроизвольного (т. е. поступательного) развития является процесс последовательного высвобождения (рассеивания) энергии, направленной в термодинамическом пространстве от ядерного уровня к фотонному через промежуточные вещественные состояния системы.

Все эти положения, имея фундаментальное значение в общей постановке любых системных исследований, нуждаются, естественно, в более широком обосновании. В данном контексте необходимо лишь подчеркнуть неразрывность понятий массы и энергии и самопроизвольность последовательной дифференциации и интеграции вещества, выражающуюся в процессе высвобождения энергии через последовательный ряд уровней взаимодействий сложной системы объект (теплоисточник) — среда (теплопоглотитель), с одной стороны, в форме последовательных все более неупорядоченных дифференциатов, обогащенных соответствующими компонентами, с тенденцией перевода их в максимально разреженное состояние; с другой — в теплоотдаче объект → среда по мере упорядочения взаимодействий другой части компонентов с тенденцией перевода их в максимально плотное состояние.

Каждая ступень или порядок развития сложной системы сопряжены с переходом относительно неупорядоченных дифференциатов данного уровня молекулярных взаимодействий на более внешний уровень систе-

мы в качестве создающего неравновесность «объекта» последнего; далее — с активным развитием этого объекта, связанным с интеграцией и разуплотнением вещества среды; затем — с дифференциацией интегрированного вещества в пассивный период и переходом его неупорядоченных дифференциатов на следующий уровень в качестве нового активного объекта и т. д. Перемещение относительно упорядоченных дифференциатов каждого уровня, очевидно, должно происходить в обратном направлении, т. е. на внутренний уровень, приводя к его неравновесности за счет энергопоглощающего воздействия вещества среды. Таким образом, в целом осуществляется необратимый процесс перераспределения компонентов и преобразования вещества всех взаимосвязанных уровней системы. С каждым этапом последовательной дифференциации снижается критическая температура неупорядоченных фаз и возрастает их тенденция к разуплотнению, вызывающая положительные перепады давлений на соответствующем уровне взаимодействий. Уплотнение относительно упорядоченных фаз приводит к отрицательным перепадам давлений.

Очевидно, в целом самопроизвольный процесс перераспределения массы-энергии любой сложной многоступенчатой системы, выражаясь в последовательном ряду взаимосвязанных процессов интеграции и дифференциации, является причиной механических преобразований пространственных конструкций смежных уровней взаимодействий.

Все эти общие теоретические положения в полной мере применимы к любым разномасштабным геологическим системам типа магматизм — геологическая среда с учетом взаимосвязи двух основных полей взаимодействий: молекулярного и термодинамического («межмолекулярного»).

## СИЛИКАТНЫЕ РАСПЛАВЫ

Силикатные расплавы способны к значительным переохлаждениям (Иншин, 1972), что обеспечивает максимальную применимость к ним кристаллохимических законов. В предкристаллизационном состоянии период релаксации допускает возникновение в расплаве разрывов сплошности (в частности под воздействием термодинамической усадки закристаллизовавшегося магматического вещества), достигающей 8,5% первоначального объема магмы (Осипов, 1974).

Главными элементами магм являются (в ат. %): 50—0,25—Si; 9—Al; по 2,5—3,0—Mg, Fe, Ca, Na, K; 1,5—H; 0,8—Ti (Белов, 1959). Индивидуальные свойства остальных элементов, кроме их ионных радиусов (отчасти валентностей, как подчеркивает Н. В. Белов), не имеют существенного значения в период «главной кристаллизации», т. е. являются изоморфными членами структурных композиций, создаваемых главными элементами, общее количество которых превышает 99%.

В основе взаимодействий частиц молекулярного поля силикатных соединений лежат кислородные связи: преимущественно ковалентные у элементов радикала и ионные (отчасти ковалентные и вандерваальсовские) — у остальных. Жесткие ковалентные связи, свойственные прежде всего Si—O—Si, слабо поддаются термическому расширению, в отличие от ионных и тем более поляризационных. Скачкообразный рост коэффициента расширения силикатных расплавов отмечается при 10—12%-ном содержании катионов металлов (Есин, 1957; Есин, Гельд, 1966), свойственных природным магмам. Это свидетельствует о резком возрастании доли ионных связей катионов, способных находиться в составе радикала, вне его и в промежуточном положении.

Преобладающая позиция того или иного катиона в силикатных соединениях зависит (кроме ионного радиуса) от доли ковалентности и общей прочности его связей с кислородом. Эти связи косвенно определяют по температурам плавления и теплотам образования окислов, по элек-

троотрицательности или потенциалу ионизации (Белов, 1959, 1963; Малкин, 1962; Есин, Гельд, 1966; Жмойдин, Кулаков, 1968, и др.).

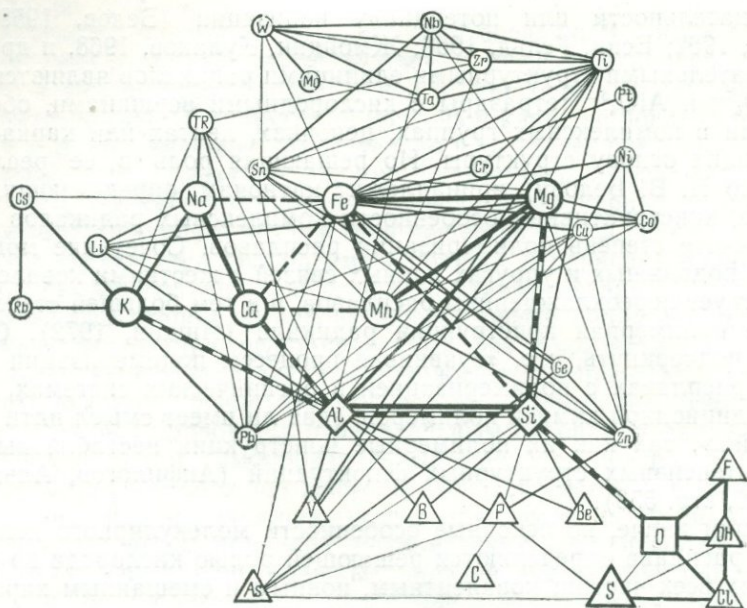
Обязательными структурными единицами радикалов являются  $\text{SiO}_4^{4-}$  или  $\text{SiO}_4^{4-}$  и  $\text{AlO}_4^{5-}$  тетраэдры с кислородными вершинами, обобществляющими основу структуры. Но решающая роль в ее реализации (согласно Н. В. Белову) принадлежит катионам, определяющим координацию, конструктивные особенности комплексных радикалов и в конечном счете степень полимеризации расплавов. Сочетание модифицирующих подвижных и упругих ионных связей с жесткими ковалентными способствует переохлаждениям расплавов, и в тем большей степени, чем сложнее полимерная конструкция радикала (Иншин, 1972). Следует, однако, подчеркнуть, что, «сравнивая процессы полимеризации в силикатных расплавах с полимеризацией в органических системах, изучаемых традиционной химией полимеров, едва ли имеет смысл идти дальше аналогий...», так как их полимерные конструкции нестабильны вследствие интенсивных структурных флюктуаций (Анфилогов, Альмухамедов, 1970, стр. 553).

Так или иначе, но основные особенности молекулярного поля силикатного расплава определяются решающей ролью кислорода во взаимодействиях всех частиц; ковалентным, ионным и смешанным характером этих взаимодействий; существованием двух типов катионов: 1) «катионов-модификаторов» с преобладанием ионных связей с кислородом и 2) «комплексобразователей», входящих в радикал при смешанных или ковалентных связях (Есин, Гельд, 1966). В результате возможно выделить три основных структурных звена взаимодействий частиц молекулярного поля расплава: два полярных — «кислородное» и «модификационное» и одно промежуточное — «комплексобразующее». Главными элементами этих звеньев соответственно являются: 1) O, OH; 2) Ca, Mg, K, Na, Fe (иногда Li); 3) Si, Al. Катионы промежуточного звена не допускают замыкания ионных связей в нейтральных соединениях типа  $\text{MeO}$ ,  $\text{Me}_2\text{O}$ ,  $\text{Me}_2\text{O}_3$ , но и сами не способны к замыканию с кислородом в присутствии модификаторов.

Необходимо вместе с тем отметить ряд положений, значительно усложняющих простоту всех этих подразделений.

1. В зависимости от ТРС-условий «хозяином» (по выражению Н. В. Белова) каждого звена является преимущественно один элемент, количество и качество которого обеспечивают оптимально устойчивую структуру молекулярного поля расплава в данных термодинамических условиях. Остальные элементы данного расплава вынуждены быть «гостями», изоморфно разделяя одну или две (промежуточную и полярную) структурные позиции. Строгость этих позиций неодинакова, будучи наибольшей в кислородном и наименьшей — в модификационном звене структуры, различающихся соответственно наименьшим и наибольшим «гостеприимством» (разрешающей способностью изоморфизма). Количественные изменения в составе модификационного звена не ведут к принципиальным качественным изменениям молекулярного поля; в комплексобразующем звене они способны привести к резкому изменению структуры, в кислородном — к возникновению принципиально иного молекулярного поля взаимодействий. Иными словами, возможны три порядка перехода количественных изменений в качественные: 1) с изменением координационных связей взаимодействий (например, смена цепочечных силикатов ленточными); 2) с изменением радикала (силикат, алюмосиликат, боросиликат, фосфат и т. п.); 3) с заменой кислородной основы взаимодействий какой-либо иной (например, переход расплав → водный раствор).

2. Косвенные признаки принадлежности катионов к модификаторам или комплексобразователям недостаточно определены. Оба типа свя-



Фиг. 35. Изоморфные связи элементов молекулярных полей силикатного расплава

зей в различных соотношениях допустимы для многих катионов, позиции которых, таким образом, зависят от предпочтительности соответствующих параметров в данных ТРС-условиях. Способность различных элементов занимать наряду с комплексообразующей одну из полярных позиций (преимущественно модификационную) делает первую еще менее четкой, особенно с учетом мобильности молекулярной структуры расплава.

3. Входящий в радикал катион нарушает строгость и стабильность его мостиковых связей пропорционально, во-первых, отличию своей энергии связей с кислородом от энергии связи Si—O, а во-вторых, отличиям своего ионного радиуса, валентности и других свойств. В силу этого комплексообразователь способен: стабилизировать радикал; усилить его внутренние связи и ослабить внешние, вызвав образование островных анионных групп; разрыхлить радикал, изменить степень поляризации кислорода и т. д., вызывая в конечном счете общее перераспределение энергии связей и изменяя (преимущественно повышая) разрешающую способность изоморфизма полярных звеньев молекулярной структуры.

4. Очевидно, катионы-комплексообразователи, повышая интенсивность и разнообразие гетерофазных флюктуаций, выполняют посредническую роль в механизме преобразований молекулярного поля, обуславливая возможность присутствия в нем различных элементов, обладающих сродством как к кислороду, так и к другим анионам или анионным группам.

5. Изменения в одном структурном звене неизбежно влекут за собой изменения в остальных звеньях, не давая ни одному звену или элементу и тем более какому-либо свойству этого элемента полного приоритета в определении причинности событий. Все элементы молекулярного поля неразрывно связаны единством этого поля, от общего состояния которого зависят их свойства и роль в общей системе взаимодействий.

В итоге очевидна малая эффективность использования каких-либо отдельных свойств элементов для выяснения закономерностей их поведения в сложном силикатном расплаве в ходе его дифференциации. Количественная оценка этих закономерностей вообще затруднительна.

Таблица 16

Период, ряд	Группа	Порядков. номер	Элементы	Валентность	R <sub>1</sub>	Электроотрица- тельность, эв	Потенциал ионизации	Теплота образо- вания оксидов	Температура плавления, град С		
									оксидов	фторидов	хлоридов
I—1	I	1	He	1+		328	13,595	68,3	0	—83,1	—114,3
II—2	I	3	Li	1+	0,68	125	5,390	142,8	450	846	614
		4	Be	2+	0,34	210	9,320	143,1	2520	543	410
III—3	III	5	B	3+	0,20	290	8,296	305,76	577	—128,7	—107
		6	C	4+	0,15	370	11,256	94,05	—56	—184	—23
	4-	2,60									
	V	7	N	5+	0,11	450	14,530	13	—102	—209	—40
		3-	2,12								
	VI	8	O	2-	1,32	520	13,614			—223,8	—20
VII		9	F	1-	1,33	605	17,418	—8	—223,8		
III—3	I	11	Na	1+	0,98	118	5,138	99,4	318,4	994	801
		12	Mg	2+	0,74	174	7,644	143,84	2800	1263	714
	III	13	Al	3+	0,57	220	5,934	400,2	2050	1327	192,5
		4+	0,39	270	8,149	217,5	1728	—77	—70		
	4-	2,71									
	V	15	P	5+	0,35	320	10,484	370	22,5	—160	—111,8
3-		2,12									
VI	16	S	6+	0,34	385	10,357	110,1	—75,5	—128	—31	
	2-	1,82									
VII	17	Cl	1-	1,81	460	13,010	—18,1	—20	—51	—80	
	I	19	K	1+	1,33	100	4,339	86,4	360	853	772
II		20	Ca	2+	1,04	137	6,111	151,79	2572	1402	782
III	21	Sc	3+	0,83	200	6,540	456		1227	939	
	IV	22	Ti	3+	0,69	260	6,820	225,6	1640р. з.	284	—25
4+		0,64									
V	23	V	3+	0,67	315	6,740	372,5	690	—18	—26	
			5+	0,60							
VI	24	Cr	3+	0,64	370	6,764	137,7	1990	1700	945взг	
			6+	0,35							
VII	25	Mn	2+	0,91	260	7,432	92,0	1650	930	650	
			4+	0,52							
VIII	26	Fe	2+	0,83	245	7,870	63,2	1428	1100	677	
			6+	0,67							
I	27	Co	2+	0,82	260	7,860	57	1935	1200	740	
	28	Ni	2+	0,74	275	7,633	58		1450	1001	
IV—5	I	29	Cu	1+	0,80—0,98	177	7,724	39,8	1235	900	430
		II	30	Zn	2+	0,83	208	9,391	83,2	1800взг	872
IV	32	Ge	4+	0,44	265	7,880	129,08	1115	—15	—49,5	
			4-	2,72							
V	33	As	5+	0,47	310	9,810	218,5	193взг	—80	—40	
			3-	2,22							
VII	35	Br	1-	1,96	425	11,840			—61	—66	
	I	37	Rb	1+	1,49	97	4,176	78,9	300	775	715
II		38	Sr	2+	1,27	125	5,692	141,1		1463	рз
IV	40	Zr	4+	0,87	200	6,840	261,8	3000	927	437	
	V	41	Nb	5+	0,66	240	6,880	453,5	1520	79	205
VI	42	Mo	4+	0,68	275	7,100	180,3	795	17	194	
	III	57	TR	3+	0,99	147	5,610	440	2300	1300	740
VIII		46	Pd		0,64		8,330	21		700	678рз

Таблица 16 (окончание)

Период, ряд	Группа	Порядков. номер	Элементы	Валентность	R <sub>1</sub>	Электроотрицательность, эв	Потенциал ионизации	Теплота образования оксидов	Температура плавления, град С		
									оксидов	фторидов	хлоридов
V—7	I	47	Ag	1 <sup>+</sup>	1,13	175	7,574	7,31			
				4 <sup>+</sup>	0,67						
	IV	50	Sn	4 <sup>-</sup>	2,94	235	7,342	133,8	1127рз	705взг	-33
				5 <sup>+</sup>	0,62						
	V	51	Sb	5 <sup>-</sup>	2,45	270	8,639	215	656	292	2
VII	53	I	1 <sup>-</sup>	2,20	370	10,454	57,5		6	27	
VI—8	I	55	Cs	1 <sup>+</sup>	1,65	89	3,893	75,9	276	683	645
				2 <sup>+</sup>	1,43	115	5,210	133,4	1923	1354	960
	IV	72	Hf	4 <sup>+</sup>	0,86	180	7,0	266	2812	900	432
				5 <sup>+</sup>	0,63	210	7,830	489,3	147рз	95	221
	VI	74	W	4 <sup>+</sup>	0,63	235	7,980	200,1	1473	0,5	284
				6 <sup>+</sup>	0,65						
	VIII	78	Pt	4 <sup>+</sup>	0,64	240	9,0	32		61	370рз
VI—9	I	79	Au	1 <sup>+</sup>	1,37	212	9,22	-19,3		700	254рз
				2 <sup>+</sup>	1,12	215	10,430	21,63	500рз	645	277
	IV	82	Pb	2 <sup>+</sup>	1,32						
				4 <sup>+</sup>	0,94	245	7,415	66,2	883	600	498
	V	83	Bi	3 <sup>+</sup>	0,74	195		133	820	—	230
			1,32								
VII—10	VI	92	U	4 <sup>+</sup>	1,05	215	4,0	270	2176	69,2	13

Примечание. Таблица составлена по данным: Д. Кэй, Т. Лэби. Таблицы физических и химических постоянных. «Физматгиз», 1962; К. А. Власова (1963), Ф. Смита (1968).

Однако их качественная и приближенно-количественная оценка вполне возможна на основе общих представлений К. А. Власова об изоморфизме как о свойстве, результирующем основные химические и физические параметры элементов в силовых полях молекулярного уровня их взаимодействий.

Нами составлены таблицы и диаграммы химических и физических параметров ряда элементов (табл. 16), взаимосвязи этих параметров со степенью изоморфизма между отдельными элементами и их группами (фиг. 35), общей степени изоморфных связей (табл. 17) и преобладающих видов химических соединений (табл. 18). Все эти данные получены для простых соединений и кристаллов. Следовательно, их действенность в сложных соединениях приближенна, а степень изоморфизма значительно выше в жидком состоянии вещества.

Согласно приведенным данным, позицию кремния наряду с алюминием или через его посредство могут разделять: Be, B, P, As, V, Fe, Mg, отчасти Li, Sc, Mn и некоторые другие элементы, особенно входящие в анионные группы силикатных и несиликатных магматогенных минералов; позицию кислорода: F, Cl, OH, S — единолично или в комбинации с каким-либо катионом, обладающим небольшим радиусом (C, N, B, S и др.). Реальность таких замен подтверждают многие специальные исследования (Dietzel, 1941; Buerger, 1948; Белов, 1957, 1959, 1960, 1963; Гинзбург, 1964; Есин, Гельд, 1966; Смит, 1968; Жариков, 1969; Шипулин, 1971 и др.), в которых особо следует подчеркнуть, во-первых, указания на различия изоморфных связей одних и тех же элементов в различных химических соединениях (Белов, Литвинская, 1966; Когарко и др., 1968;

Таблица 17

	Mg	Ca	K	TR	Li	Cs	Rb	Na	Mn	Fe	Si	Al	B	Be	P	As	V	Zr	Ti	Cr	Nb	Ta	Sc	Sn	W	Mo	Zn	Pb	Bi	Co	Ni	Cu	Sb	Ge	Hg	Ag	Pt	Au	O	OH	F	Cl	S										
Mg																																																					
Ca																																																					
K																																																					
TR																																																					
Li																																																					
Cs																																																					
Rb																																																					
Na																																																					
Mn																																																					
Fe																																																					
Si																																																					
Al																																																					
B																																																					
Be																																																					
P																																																					
As																																																					
V																																																					
Zr																																																					
Ti																																																					
Cr																																																					
Nb																																																					
Ta																																																					
Sc																																																					
Sn																																																					
W																																																					
Mo																																																					
Zn																																																					
Pb																																																					
Bi																																																					
Co																																																					
Ni																																																					
Cu																																																					
Sb																																																					
Ge																																																					
Hg																																																					
Ag																																																					
Pt																																																					
Au																																																					
O																																																					
OH																																																					
F																																																					
Cl																																																					
S																																																					

Таблица 18

Химическое средство		Элементы	Силикаты			Алюмосиликаты			Бораты	Бериллаты	Фосфаты	Арсенаты	Ванадаты	Вольфраматы	Окислы	Соединения с		Самородные элементы	Соединения с					
к кисло-роду	к сере		без-водные	водные	водные	без-водные	водные	водные								S	C		OH	F	Cl			
		Mg																						
		Ca																						
		K																						
		TR																						
		Li																						
		Cs																						
		Rb																						
		Na																						
		Mn																						
		Fe																						
		Si																						
		Al																						
		B																						
		Be																						
		P																						
		As																						
		V																						
		Zr																						
		Ti																						
		Cr																						
		Nb																						
		Ta																						
		Sc																						
		Sn																						
		W																						
		Mo																						
		Zn																						
		Pb																						
		Bi																						
		Co																						
		Ni																						
		Cu																						
		Sb																						
		Ge																						
		Hg																						
		Ag																						
		Pt																						
		Au																						

Сливко, 1969; Иншин, 1972) и, во-вторых, особенность позиции серы, способной находиться в расплаве и в качестве катиона, и в качестве аниона совместно с кислородом, а также прямую зависимость степени реализации последней позиции серы от количества кальция в силикатном расплаве (Жмойдин, Кулаков, 1968). Важность этих положений очевидна в связи с различиями степени сродства рудных и редких элементов к кислороду и сере наряду с неодинаковой степенью их тяготения к вхождению в комплексные соединения с F, OH или Cl в качестве анионной основы.

#### ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ

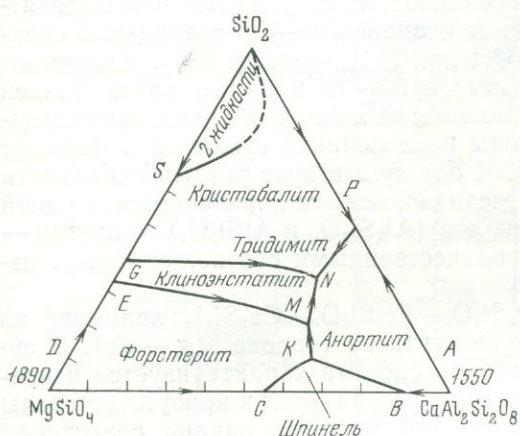
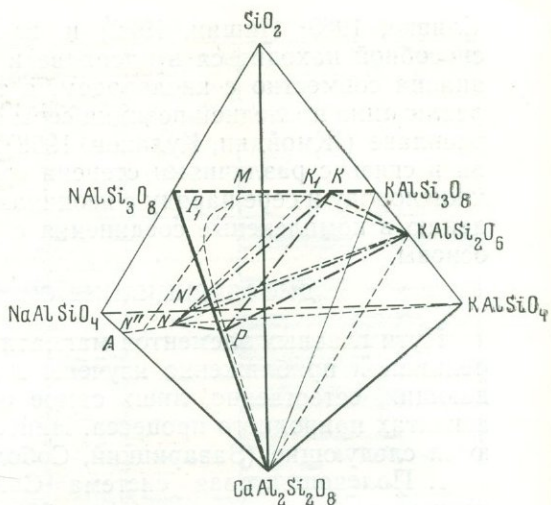
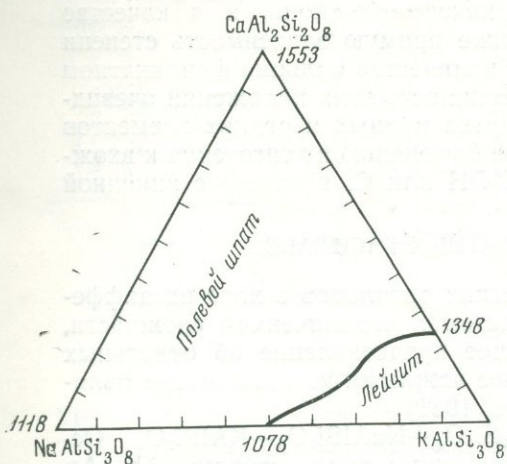
Пути главных элементов магматических расплавов в ходе их дифференциации приближенно изучены в системах ограниченной сложности, дающих, естественно, лишь самое общее представление об отдельных аспектах природного процесса. Наиболее важными из этих систем являются следующие (Заварицкий, Соболев, 1961).

1. Полевошпатовая система  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ . Основные особенности поля (фиг. 36) состоят: вдоль стороны Ab—An существует непрерывный ряд плагиоклазов, на стороне Ab—Ort находятся кали-натровые шпаты и лейцит, на стороне Ort—An соединений практически нет (растворимость An—Ort при  $t_{\text{плав.}}$ — менее 5%). Калишпат, кристаллизующийся с плагиоклазом № 30—40 и более, почти лишен натрия (т. е. тройные соединения возможны лишь в области, примыкающей к альбиту); в присутствии воды поле лейцита сужается и исчезает при  $P_{\text{H}_2\text{O}}=2500$  атм, а при  $P_{\text{H}_2\text{O}}=5000$  бар существует разрыв смесимости кали-натровых полевых шпатов. Очевидно, все это определяется, с одной стороны, степенью различий радикалов ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  и  $\text{AlSi}_3\text{O}_8$ ), с другой — модификаторов (Ca, K, Na), их количественными соотношениями и изменением относительных ролей.

2. Пироксеновая система  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  является по существу четверной (образование фаялита на стороне Mg—Fe). В сухих сплавах при высоких температурах система характеризуется непрерывным рядом соединений. При низких температурах в присутствии воды возникает прерывный ряд пироксенов, что является, однако, следствием распада твердых растворов (Барт, 1956). При любых составах остаточный расплав обогащается железом; обогащение же кальцием наблюдается при  $\text{Fe}<40\%$ , и наоборот, при  $\text{Fe}>40\%$  (влияние железа на переход кальция в твердую фазу).

3. Система  $\text{SiO}_2$ — $\text{NaAlSiO}_4$ — $\text{KAlSiO}_4$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (фиг. 37) характеризуется двумя областями: верхней — пересыщенной и нижней — недосыщенной  $\text{SiO}_2$  и разделяющей их «полевошпатовой» поверхностью. Верхняя область — четырехкомпонентная, нижняя — шестикомпонентная система с нонвариантной точкой четырехминерального равновесия. Характерные парагенезисы последней: лейцит и основной плагиоклаз, лейцит — нефелин — основной плагиоклаз, кали-натровый полевой шпат — нефелин — кислый плагиоклаз (состав нефелина и кали-натрового шпата зависит от состава плагиоклаза). Способность нефелина растворять значительное количество кальция резко снижается в присутствии калия. Способность плагиоклаза растворять калий обратно пропорциональна содержанию кальция. В результате последний фиксируется в основных плагиоклазах, а остаточный расплав обогащается калием и натрием с последующим образованием лейцита и нефелинов (состав щелочных пород).

4. Система  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ — $\text{SiO}_2$  (фиг. 38) характеризуется разрывом смесимости на грани анортит — форстерит с образованием поля шпинели, тройной эвтектикой и рядом обособленных полей кристаллизации с реакционными взаимоотношениями. Первым всегда кристаллизуется форстерит, подвергаясь затем растворению. В зависимости



Фиг. 36. Полевощпатовая система

Фиг. 37. Кварц-нефелин-анортин-калишпатовая система

Фиг. 38. Кварц-форстерит-анортитовая система

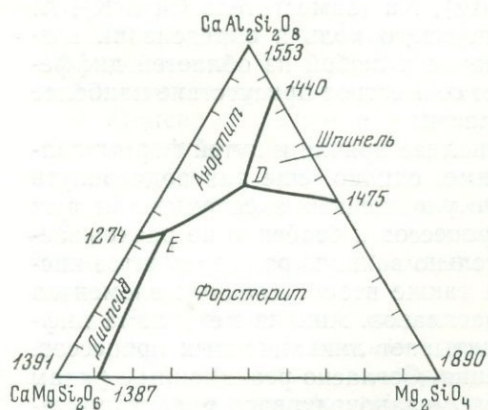
от состава возникают парагенезисы: плагиоклаз — пироксен — кварц, плагиоклаз — пироксен.

5. Система  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ — $\text{CaAl}_2\text{SiO}_8$  (фиг. 39) наиболее простая. Кроме поля шпинели, иные соединения отсутствуют. Кристаллизация начинается с оливина, завершаясь в тройной точке, где плагиоклаз и пироксен выпадают примерно в равных количествах, а оливин составляет ~7,5%.

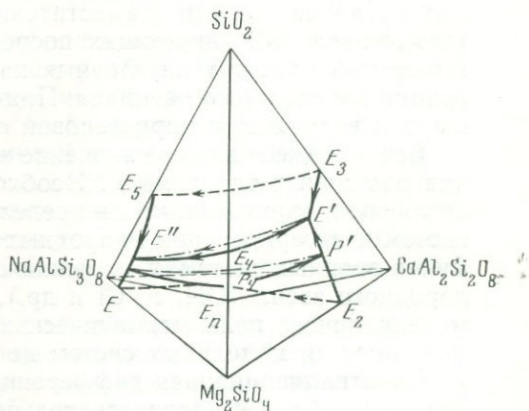
6. Система  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ — $\text{SiO}_2$  (фиг. 40). Все грани тетраэдра состояний этой системы рассмотрены выше. Соединение их котектических линий образует поверхности, разделяющие поле на три области: прерывистой кристаллизации меланократовых минералов, непрерывного ряда плагиоклазов и, наконец, область «остаточной кристаллизации» с выпадением свободного кварца. Эта система послужила основой для создания схемы «реакционных рядов» Н. Л. Боуэна (1934, 1937), одним из недостатков которой, по мнению А. Н. Заварицкого и В. С. Соболева, является недооценка роли Fe, Mg в расплаве.

Дополнительно, рассматривая систему  $\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$ — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ — $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ , А. Н. Заварицкий и В. С. Соболев (1961, стр. 268) отмечают, что в поле этой системы «отсутствуют не только инвариантные точки, в которых были бы одновременно устойчивы все четыре минерала, но и линии трехминеральных равновесий. Линии двухминеральных равновесий на гранях тетраэдра соединяются поверхностью, на которой

лежат внутри тетраэдра все расплавы, равновесные одновременно с двумя минералами. Эти поверхности делят тетраэдр на две области: область кристаллизации плагиоклаза и область кристаллизации оливина, начинающие две главные последовательности рядов Боуэна. При этом с понижением температуры в остаточном расплаве повышаются одновременно кислотность плагиоклаза и железистость оливина. В зависимости же от изменения соотношений  $Mg : Fe$  в исходном расплаве меняется ход кристаллизации в обоих полях (см. систему 2), так же как от изменения соотношений  $Ca : Na$  (см. системы 1, 3) и  $Ca : Mg$  (системы 4, 5).



Фиг. 39. Анортит-форстерит-диопсидовая система



Фиг. 40. Кварц-полевошпат-оливиновая система

В дополнение отметим обобщающие исследования пироксеновых систем А. И. Цветковым (1951), согласно которым при добавлении  $Fe$ ,  $Ti$ ,  $V$ ,  $Cr$ ,  $Al$  в диопсидовый расплав ( $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Si_2O_6$ ) возникают равновесные соединения  $CaTiFe_2O_6$  или  $CaMgTi_2O_6$ , свидетельствуя о возможности замены кремния на титан или железо в составе радикала, а также соединения типа  $CaFe_2SiO_6$ ,  $CaAl_2SiO_6$ ,  $CaTi_2SiO_6$ ,  $CaV_2SiO_6$ ,  $CaCr_2SiO_6$ ,  $CaTiAlSiO_4$ , указывающие на промежуточность позиций соответствующих элементов. Способность  $Be$ ,  $P$ ,  $B$ , реже  $Fe$ ,  $Ba$ ,  $Sr$  занимать позиции в комплексообразующем звене полевошпатовых систем также подтверждается экспериментами (Лапин, 1949; Роддер, 1954; Фишер, 1954; Мархасев, Седлицкий, 1963; Фогель, 1965; Эйдук и др., 1965, и др.).

В то же время система  $CaMgSi_2O_6$  (пироксен)  $\rightarrow$   $CaAl_2SiO_6$  («силикат Чермака») рассматривается как результат замещения  $MgSi$  на  $Al_2$ , при котором силикат Чермака определяется как анортит, лишенный части кремнезема, что указывает на существование промежуточных форм, связывающих последовательности мелано- и лейкократовых рядов Боуэна на уровне пироксеновых и плагиоклазовых составляющих этих последовательностей.

В итоге целесообразно подчеркнуть существование четырех главных групп катионов:  $Mg-Fe$ ,  $Ca-Na$ ,  $K-Na$ ,  $Si-Al$  и зависимость различных типов соединений от отношений  $Mg : Fe$ ,  $Ca : Na$ ,  $Mg : Ca$ ,  $K : Na$ ,  $Si : Al$  и в связи с этим — зависимость процесса дифференциации от позиций главных элементов-хозяев ( $Mg$ ,  $Ca$ ,  $K$ ,  $Si$ ,  $Al$ ), количества и качества их «гостей» и «заместителей» в тех или иных звеньях структуры и от четкости последних. Отсюда очевидно существование четырех главных областей дифференциации расплавов: оливин-пироксеновой (главные катионы  $Mg$ ,  $Si$ ), плагиоклазовой ( $Ca$ ,  $Al$ ,  $Si$ ), калишпатовой ( $K$ ,  $Si$ ,  $Al$ ) и остаточной ( $Na$ ,  $K$ ,  $Si$ ,  $Al$ ,  $Fe$ ,  $Mg$ ,  $Ca$ ). Последняя в свою оче-

редь подразделяется поверхностью трехминерального полевошпатового равновесия на две: с высокими отношениями  $Al : Si$ ,  $Na : K$ ; с низкими значениями этих отношений (т. е. на щелочную и кислую области) при определяющем влиянии в различных звеньях структуры  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Al$  на отношения  $Na : K$  и  $(Na + K) : Si$  в соответствующих соединениях. Оливин-пироксеновая область может быть подразделена на две — пироксеновую и оливиновую — при обособлении последней в ходе дифференциации.

Связь между всеми этими областями, очевидно, во многом зависит от относительной роли в структуре расплава основных заместителей главных катионов:  $Fe$ ,  $Mn$  (заместители  $Mg$ ),  $Na$  (заместитель  $Ca$  и  $K$ ),  $Al$  (заместитель  $Si$ ), играющих посредническую роль в определении возможностей присутствия главных катионов в любой из областей дифференциации сложного расплава. Причем совместное присутствие наиболее широко возможно в пироксеновой области.

Все это имеет важное значение в анализе причин и путей формирования различных типов магм. Необходимо, однако, еще раз подчеркнуть ограниченную применимость предельно упрощенных экспериментальных систем к интерпретации природных процессов и особенно не раскрываемую в опорных системах, но исключительно важную роль элементов кислородного звена ( $OH$ ,  $F$ ,  $Cl$  и др.), а также второстепенных элементов молекулярного поля магматических расплавов. Анализ механизма дифференциации модельных систем не учитывает ликвидационных процессов.

**Кристаллизационная дифференциация.** Согласно реакционным рядам Боуэна (табл. 19), последовательность меланократового ряда характеризуется, во-первых, сменой островных радикалов  $SiO_4^{4-}$ , цепочечными  $[Si_2O_6]^{2n}$ , затем пояскими  $[Si_4O_{11}]^{6n-}$  и, наконец, слоистыми  $[AlSi_3O_{10}]^{2n-}$ , т. е. усилением полимеризации и разграничения позиций катионов-модификаторов и комплексообразователей; во-вторых, уменьшением отношения  $Mg : Fe$ , затем  $(Mg + Fe) : Ca$  и  $Ca : Na$ , т. е. последовательным снижением относительной роли катионов, образующих наиболее тугоплавкие окислы; в-третьих, появлением алюминия в низкотемпературных пироксенах и амфиболах (в качестве модификатора), в промежуточной позиции (авгит, роговая обманка, отчасти сподумен) и в биотите (в качестве комплексообразователя).

Лейкократовые последовательности отличаются постоянством каркасного радикала при устойчивой позиции в нем алюминия и большом разнообразии промежуточных катионов ( $B$ ,  $Be$ ,  $P$ ,  $Ba$ ,  $S$  и др.). Различия полевошпатовых групп лейкократовой последовательности определяются в основном модификаторами — кальцием и калием, натрий же выступает как связующее звено между этими катионами. Последовательность плагиоклазовой группы, как и в пироксеновом ряду, связана со снижением относительной роли катиона ( $Ca : Na$ ), химически наиболее активного к кислороду.

Для обеих последовательностей характерно возрастание роли  $OH$ ,  $F$ ,  $Cl$ . Но, в отличие от меланократовых, в лейкократовых минералах эти компоненты преимущественно не входят в состав радикала и могут быть зафиксированы в твердой фазе только в самом конце ряда.

Второстепенные и акцессорные минералы меланократовой последовательности: окислы, отчасти сульфиды элементов группы железа, входящих также изоморфно в главные минералы, и самородные металлы группы платины; в лейкократовой последовательности: различные силикаты (с  $Li$ ,  $Cs$ ,  $Be$ ,  $B$ ,  $Mn$ ), кислородные соли (с  $Ca$ ,  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $W$ ,  $Mo$ ,  $V$ ,  $U$ ,  $Li$ ,  $Ba$ ,  $C$ ,  $S$ ,  $As$ ), окислы (с  $Ta$ ,  $Nb$ ,  $W$ ,  $Sn$ ,  $Fe$ ,  $Zr$  и др.), самородные металлы ( $Ag$ ,  $Au$ ), сульфиды халькофильных элементов и  $Fe$ ,  $W$ ,  $Mo$ ,  $Sn$ . Второстепенные элементы лейкократового ряда преимущественно не входят в состав главных минералов. Образование минеральных форм с их участием, в отличие от меланократового ряда, происходит в самом

конце процесса, будучи тесно связано с анионными компонентами летучих соединений.

Минералы щелочных пород характеризуются сравнительно нечетким каркасным строением алюмокремнекислородных радикалов, обедненных кремнием, но обогащенных алюминием при широком участии «заместителей» алюминия (главным образом Be, P, отчасти Fe, Mn, B, S) и кислорода (F, Cl, OH, S, CO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub>). Различные сочетания и соотношения тех и других в составе анионных групп в значительной мере определяют особенности минеральных форм.

В итоге, исходя из излагаемых общих представлений, можно выделить следующее.

1. Наибольшая разрешающая способность изоморфизма между главными элементами петрогенных минералов обеих последовательностей свойственна «пироксеновому интервалу» меланократового ряда.

2. Минералы лейко- и меланократовой последовательностей различаются прежде всего структурной позицией алюминия. Очевидно, неопределенность или относительная нечеткость этой позиции в жадеите, авгите, арфведсоните, роговой обманке, сподумене, лейците, анальциме нефелине сближает обе последовательности на уровне этих минеральных форм, т. е. на уровне пироксен-амфиболовой и плагиоклаз-нефелиновой групп.

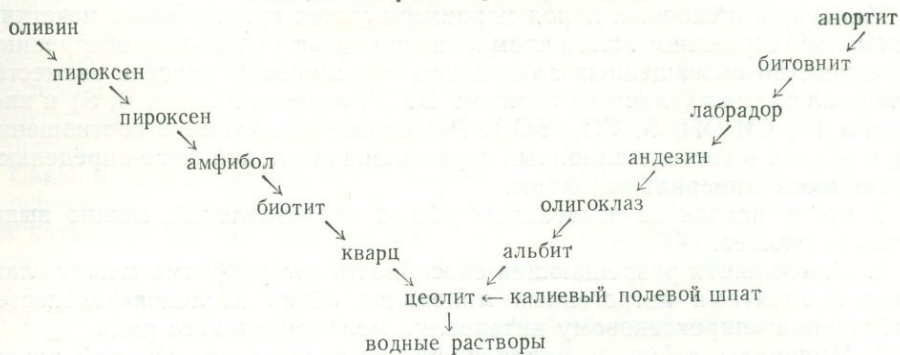
3. Обособление минеральных групп меланократового ряда происходит: при неизменном составе комплексобразующего звена (Olv→Prgk→Amf), при изменении кислородного звена (Prgk→Amf), при изменении комплексобразующего звена (Amf→Bi) в лейкократовом ряду преимущественно в связи с изменениями в модификационном звене при доминирующей роли в этом звене кальция или калия наряду с количественными изменениями в составе радикала (Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> и AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>).

4. Обособление минеральных форм внутри групп связано с количественными (лейкократовый ряд) или с количественными и качественными (меланократовый) изменениями в модификационных звеньях структуры, т. е. факторы, влияющие на обособленность групп лейкократового ряда, в меланократовом («прерывном») ряду влияют на обособленность минеральных форм.

Таким образом, роль стимуляторов дифференциации в главных рядах обеих последовательностей принадлежит главным катионам модификаторам и комплексобразователям (Mg, Ca, K, Al, в меньшей мере Fe, Na, Mn, Li) и лишь отчасти (меланократовый ряд) компонентам кислородного звена структуры. Напротив, роль основных стимуляторов обособления второстепенных, редких и рудных минералов обеих последовательностей принадлежит компонентам кислородного звена: самому кислороду (отчасти Cl, S) в меланократовом ряду и «заместителям» кислорода (OH, F, Cl, S), а также алюминия или кремния (B, P, Be, S, As и др.) в лейкократовом. В щелочном ряду стимуляторами дифференциации, видимо, почти в равной мере являются элементы всех трех звеньев структуры при некотором возрастании относительной роли кислородного звена в конце ряда.

**Распадная дифференциация.** По данным А. С. Марфунина и других исследователей (Франко, Шерер, 1954; Шестакова, 1961; Архаров, 1961; Заварицкий, Соболев, 1961; Ильясов, Бергман, 1962; Luth, 1969, и др.), распадные процессы широко развиты в ходе минералообразования. «Все минералы (в основном силикаты), которые могут существовать в различных структурных состояниях, склонны в большей или меньшей степени к метастабильной кристаллизации с образованием первоначально более высокотемпературных, более простых по структуре форм» (Марфунин, 1961, стр. 55). В наибольшей мере это относится к полевым шпатам, способным к первоначальной кристаллизации в виде твердых растворов трех соединений: NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>. При бо-

## Реакционные ряды Боуэна (по Барту)



<p>Оливины (OlV)</p> <p>форстерит <math>Mg_2SiO_4</math>  <math>(Mg, Fe)_2SiO_4</math>  <math>Fe_2SiO_4</math></p> <p>присутствуют:  Mn, Ni, Co, Zn; реже  Co, Pb, Ti, Zr, Cr; еще  реже Al, Be, Nb</p>	<p>Плагиоклазы (Pg)</p> <p>анортит <math>Ca [Al_2Si_2O_8]</math>  изоморфный ряд Ab + An  альбит <math>Na [AlSi_3O_8]</math></p>
<p>Пироксены (Prk)</p> <p>энстатит <math>Mg_2 [Si_2O_6]</math>  гиперстен <math>(Mg, Fe)_2 [Si_2O_6]</math>  диопсид <math>CaMg [Si_2O_6]</math>  геденбергит <math>CaFe [Si_2O_6]</math>  эгирин <math>NaFe [Si_2O_6]</math>  жадеит <math>NaAl [Si_2O_6]</math>  сподумен <math>LiAl [Si_2O_6]</math>  авгит <math>Ca (Mg, Fe, Al) [(Si, Al)_2O_6]</math></p>	<p>Калиевые полевые шпаты (Kfs)</p> <p>санидин <math>K [AlSi_3O_8]</math>  натроонсанидин <math>(Na, K) [AlSi_3O_8]</math>  ортоклаз <math>K [AlSi_3O_8]</math>  натронортоклаз <math>(Na, K) AlSi_3O_8</math>  микроклин <math>K [AlSi_3O_8]</math>  анортоклаз <math>(Na, K) [AlSi_3O_8]</math></p>
<p>Амфиболы (Amf)</p> <p>антомит <math>(Mg, Fe)_7 [Si_4O_{11}]_2 [OH]_2</math></p> <p>тремолит <math>Ca_2Mg_5 [Si_4O_{11}]_2 [OH]_2</math></p> <p>актинолит <math>Ca_2 (Mg, Fe)_5 [Si_4O_{11}]_2 [OH]_2</math></p> <p>глаукофан <math>Na_2 (Mg, Fe)_3 Al_2 [Si_4O_{11}]_2 [OH, F]_2</math>  арфведсонит <math>Na_3 (Fe, Mg)_4 (Fe, Al) [Si_4O_{11}]_2 \times [OH, F]_2</math>  роговая обманка <math>Ca_2 Na (Mg, Fe)_4 (Al, Fe) \times [(Si, Al)_4 O_{11}] [OH]_2</math>  гольмквистит <math>Li_2 (Mg, Fe)_3 (FeAl)_2 [Si_4O_{11}]_2 \times [OH, F]_2</math></p>	<p>гиалофан <math>K [AlSi_3O_8] - Ba [Al_2Si_2O_8]</math>  с примесью <math>Na [AlSi_3O_8]</math> и  <math>Ca [Al_2Si_2O_8]</math></p> <p>скаполит — та же формула с дополни-  тельными  анионами <math>Cl^{1-}, SO_4^{2-}, CO_3^{2-}</math>  реже <math>F^{1-}, OH^{1-}</math>  и катионами: <math>Na^{1+}</math> и <math>Ca^{2+}</math></p> <p>лейцит <math>K [AlSi_2O_6]</math></p> <p>анальцит <math>Na [AlSi_2O_6] \cdot nH_2O</math>  (вода цеолитная)</p>
<p>Биотит (Bi) <math>K (Mg, Fe)_3 [Si_3AlO_{10}] [OH, F]_2</math>  мусковит (Mu) <math>KAl_2 [AlSi_3O_{10}] [OH]_2</math>  лепидолит (Lp) <math>KLi_m (Fe, Mg)_n Al_p [AlSi_3O_{10}] [OH, F]_2</math></p>	
<p>группа нефелина <math>Na [AlSiO_4]</math>, присутствуют Li, K, Ca, Cl, OH.  группа содалита — та же формула с дополнительными анионами: <math>Cl^{1-}</math>  <math>S^{2-}SO_4^{2-}</math> и катионами: <math>Na^{1+}</math> и <math>Ca^{2+}</math></p> <p>гельвин <math>Mn_8 [BeSiO_4]_6 S_2</math>, присутствует Fe  группа канкринита <math>Na_6Ca [AlSiO_4]_6 [CO_3, SO_4] \cdot nH_2O</math>.</p>	

### Цеолиты (Mg, Mn)

шабазит (Ca, Na<sub>2</sub>) [AlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>] · 6H<sub>2</sub>O; присутствуют В, Sr

натролит Na<sub>2</sub> [Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>] · 2H<sub>2</sub>O; присутствуют Fe, К

сколецит Ca [Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>] · 3H<sub>2</sub>O

гейландит (Ca, Na<sub>2</sub>) [AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>]<sub>2</sub> · 5H<sub>2</sub>O; присутствуют К, Ва

филлипсит (К<sub>2</sub>, Са) [Al<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>] · 4,5H<sub>2</sub>O; присутствуют Na

гармотом (К<sub>2</sub>Ва) [Al<sub>2</sub>Si<sub>5</sub>O<sub>16</sub>] · 5H<sub>2</sub>O

десмин (Na<sub>2</sub>, Ca) [Al<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>16</sub>] · 6H<sub>2</sub>O

лее сложном исходном составе однофазного твердого раствора в ходе распада в полевых шпатах обособляются микро- и макровключения пироксена, слюд, апатита, турмалина, кварца и других минералов (Марфунин, 1961). Кристаллизация в виде твердых растворов с последующим распадом свойственна также пироксенам, обогащенным железом и кальцием, оливинам, вероятно, слюдам и большинству других минералов.

Особенности распадных процессов свидетельствуют: о возможности сосуществования в единых структурных звеньях относительно неупорядоченного кристалла Ca, Na, К, Mg, Fe, Mn; P, В, Be; OH, Cl и других элементов, разделяющих позиции главных элементов силикатной структуры; об избыточных количествах SiO<sub>2</sub> в неупорядоченной кристаллической структуре твердых растворов; о возможности обособления одних и тех же минералов непосредственно из расплава и в результате распада твердого раствора, лишняя раз свидетельствуя о принципиальном сходстве полей того и другого. Распадные процессы связаны главным образом с упорядочением координационных связей (Бродин, 1963), т. е. их основными стимуляторами являются главные катионы-модификаторы.

**Ликвационная дифференциация.** Представления о важной роли ликвационных процессов в дифференциации магм, выдвинутые Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, долгое время не получали должного признания и в настоящее время принимаются в расчет далеко не достаточно. Основной причиной этому, по-видимому, является не только ограниченность до недавнего времени соответствующих петрологических данных, но и прежде всего неизбежная упрощенность воспроизведения природных процессов в экспериментальных моделях. При этом «сухие» модели (Greig, 1927; Morey, Ingerson, 1937; Роддер, 1954) и некоторые первоначальные модели с H<sub>2</sub>O и F (Григорьев, 1935; Лапин, 1949; Ершова, Олшанский, 1957, и др.) указывали на чрезмерно высокие температуры расщепления (выше 1200°С).

Однако исследования, проведенные в последнем десятилетии (особенно в промышленных металлургических, петрологических процессах и в производстве ситаллов), заметно изменили отношение к ликвационной идее, позволив, в частности, П. В. Иншину (1972) высказать мнение об исключительно важной роли в дифференциации магмы ликвационных процессов и об их «ключевом значении в современной петрологии». Мнение это в той или иной мере разделяется в последние годы значительной группой исследователей (Хрюкин, 1961; Коптев-Дворников и др., 1962; Фаворская, 1963; Недумов, 1962, 1965, 1969, 1972; Леонтьев, 1963; Бобр-Сергеев и др., 1967, 1968, 1972; Горшков, 1967; Мелентьев и др., 1968, 1969, 1972; Koster van Groos, 1967; Гаврилова и др., 1972, и др.). Этому способствовали успехи в разработке теории силикатов и близкие к природным экспериментальные модели, расслаивающиеся в широком диапазоне температур, в том числе ниже 800—700°С, а также ряд новых петрологических свидетельств вероятности ликвационной дифференциации основных, щелочных и кислых пород, в том числе стекловатых эффузивных (Митрейкина, 1969).

Не останавливаясь на деталях отдельных экспериментальных систем, перечислим лишь их наиболее общие особенности.

1. Присутствие в расплавах F, Cl, OH сходным образом способствует расслоению и значительному снижению температуры реализации этого процесса (Григорьев, 1935; Ольшанский, 1957; Ершова, 1962; Эйтель, 1962; Иншин, 1972, и др.). Разделяя позиции кислорода, эти анионы (особенно F, еще более Cl с их большими  $R_i$ ) разрыхляют молекулярную структуру расплава, снижая долю ковалентных и повышая долю ионных связей, а также значение катионов-модификаторов в процессе дифференциации (Белов, 1960; Дуброво, 1964; Когарко и др., 1968).

2. Аналогично фтору, расслоению способствует  $\text{CO}_2$  в недонасыщенных кремнием, но обогащенных кальцием силикатно-карбонатных расплавах (Koster van Groos, Wyllie, 1963, 1964). В подобных, но магнетиально-железистых расплавах островные группы  $\text{SiO}_4^{4-}$  способны замещаться на  $(\text{OH})_4^{4-}$ ,  $\text{F}_4^{4-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  и другие, способствуя в свою очередь замещению  $(\text{Mg}, \text{Fe})^{2+}$  на  $\text{Ti}^{4+}$ ,  $\text{Zr}^{4+}$  ( $\text{Nb}, \text{Ta}$ ) $^{5+}$  и другие изоморфные катионы (Белов, 1959; Белов, Литвинская, 1966) и стимулируя процессы расслоения. С увеличением в расплавах количества натрия и отношения Al:Si повышается растворимость фтора, хлора и, очевидно, других «летучих» до неограниченной при достаточно высоких температурах (Воскрис а. о., 1956. Когарко и др., 1968). Предполагается, что рост растворимости фтора — следствие его способности замещать часть кислорода с образованием связи Si—F, отчего возможен «постепенный переход от расплава со структурой полимерного каркаса  $(\text{SiO}_4)_n^{4-}$  к расплаву со структурой ионной соли» (Когарко и др., 1968, стр. 953). Эксперименты с охлаждением подобных расплавов фиксируют расслоение (Мелентьев, Ольшанский, 1952).

3. В системах типа  $\text{SiO}_2\text{—Me}_x\text{O}_y$  тенденция к расслоению уменьшается в порядке  $\text{Mg} > \text{Ca} > \text{Li} > \text{Na} > \text{K} > \text{Rb} > \text{Cs}$  (Charles, 1966), что объясняется большей долей ковалентных связей у  $\text{MeO}$ , нежели у  $\text{Me}_2\text{O}$ , и увеличением отношения радиуса катиона к его заряду (Ольшанский, 1957; Иншин, 1972). При этом если в системах  $\text{SiO}_2\text{—MgO}$  ( $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ) расслоение отчетливо, то оно незаметно в системах  $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$  ( $\text{Na}_2\text{O}$ ).

4. Взаиморастворимость силикатных расплавов снижается пропорционально увеличению различий их вязкости и коэффициентов термического расширения (Роддер, 1954<sub>1, 2</sub>; Иншин, 1968, и др.), т. е. различиям относительных долей ковалентных и ионных связей, зависящих от главных катионов расплава.

5. В простых фтор-силикатных расплавах расслоение приводит к обособлению жидкостей, одна из которых бедна фтором, другая — почти чистый фторид металла; в сложных фтор-алюмосиликатных расплавах распределение компонентов в слоях более равномерно. Различия их состава определяются преобладанием Ca или K, а также Mg, Fe или Ca, Na и т. п. (Ершова, Ольшанский, 1957, 1958; Бобр-Сергеев, Аникин, 1968; Когарко и др., 1968; Бобр-Сергеев, Матвеев, 1972; Мелентьев и др., 1972).

6. Для щелочных алюмосиликатов расслоение наиболее свойственно литиевым (Мелентьев и др., 1972). Отмечается, в частности, расслоение с переходом алюминия из четверной (радикал) в шестерную (модификатор) координацию (Блинов, 1965). Поля несмесимости в системах LiF — силикат сужаются до исчезновения при изменении состава силиката в направлении: альбит → нефелин → диопсид (Делицын, Мелентьев, 1968, 1969, 1970).

7. Хорошо расслаиваются различные силикатные и алюмосиликатные расплавы с бором (Порай-Кошиц, 1965; Бондарь, 1965) и фосфором (Фогель, 1965; Эйдук и др., 1965; Павлушкин и др., 1965), разрыхляющими радикал. Области расслоения возрастают в присутствии фтора и в системах со щелочными металлами (Лапин, 1949; Мелентьев, Ольшанский, 1952, и др.).

Общие особенности экспериментальных систем указывают на то, что главная роль в расслоении, так же как при кристаллизации и расплавленных

процессах, принадлежит катионам модификаторам и комплексообразователям. Последние (Be, B, P, V и др.), разрыхляя структуру, способствуют растворению в расплаве анионов «летучих», которые в еще большей степени разрыхляют структуру и, изменяя эффективность ковалентных и ионных связей в пользу последних, повышают роль модифицирующего звена структуры в дифференциации. Специфичность ликвационных процессов определяется ведущей ролью главных катионов расплава (при высокой разрешающей способности всех звеньев его структуры) и анионов кислородного звена в определении путей рудных и редких катионов, испытывающих в ходе дифференциации тяготение к обособлению в тех или иных летучих соединениях.

Отсюда достаточно очевидны: а) решающее значение в реализации расслоения противостояния таких главных катионов, как Ca—K, Mg—K, Ca—Mg, Li—K, сосуществующих в исходном расплаве, но утрачивающих способность к изоморфизму по мере роста упорядоченности его структуры; б) роль «дополнительных» главных катионов Fe, Na, Mn, которые повышают степень изоморфизма перечисленных выше пар катионов; в) роль второстепенных («промежуточных») катионов-комплексообразователей: Be, B, P, As, S..., разрыхляющих или стабилизирующих (Al) радикал; г) особое значение алюминия, способного выполнять роль главного катиона в двух структурных звеньях молекулярного поля; д) наряду с изоморфизмом роль химического сродства промежуточных катионов к образованию соединений с участием тех или иных главных катионов расплава, способствующих их обособлению в соответствующих ликватах: Be, B, P совместно с Ca, K, Na а S, V, Ti, Cr и др.—с Mg, Fe, Mn; е) роль химического сродства второстепенных, редких и рудных катионов к комплексным соединениям с участием тех или иных анионных компонентов летучих соединений.

Следует особо подчеркнуть способность щелочных (обогащенных  $Al_2O_3$  и обедненных  $SiO_2$ ) расплавов растворять значительные количества «летучих» (F, Cl, OH,  $CO_2$ ...) и кальция при отсутствии калия, а также P, B, Be наряду с Mg, Fe, Mn, Zr, Ti, V и некоторыми другими элементами меланократового и лейкократового рядов. В структурном отношении, очевидно, алюмокремнекислородный радикал щелочных расплавов сближает их с кислотными расплавами, а преобладание ионных связей и некоторая обособленность группы  $SiO_4$  (Bockris a. o., 1956)—с ультраосновными. Характерно, что эруптивные брекчии, трубки взрыва и другие свидетельства катастрофических отщеплений летучих, свойственные кислотным, основным и ультраосновным породам, отсутствуют в нефелиновых сиенитах.

Прежде чем останавливаться на признаках ликвационных явлений в природных процессах, следует указать, с одной стороны, на важное значение экспериментов А. А. Бобр-Сергеева (1967), иллюстрирующих относительно независимую кристаллизацию расслоенных частей расплава, и, с другой—на неизбежное смазывание и затухивание результатов расслоения при медленном охлаждении и последующей кристаллизации расслоенной системы (Митрейкина, 1969; Иншин, 1972, и др.).

Признаками ликвации, по мнению П. В. Иншина, являются вариолитовая, сферолитовая, флюидалная, такситовая, брекчиевая и шаровая текстуры, широко распространенные в гипабиссальных и вулканогенных формациях. В их составе «встречаются горные породы с признаками различных стадий ликвационных явлений, начиная с эмульсии двух жидких фаз до полного пространственного обособления их» (Иншин, 1972, стр. 128). При быстром охлаждении эффузивных (стекловатых) пород в них всегда заметны явления «микроликвации».

В качестве свидетельств природных ликвационных процессов можно привести широко известные расслоенные и полосчатые массивы габбро-

норитов, габбро-дунит-пироксенитов, габбро-пироксенитов, габбро-плагиогранитов, монзонитов, траппов; ультраосновных-щелочных, нефелин-сиенитовых и карбонатитовых пород. Во всех этих породах слоистость обусловлена различными соотношениями преимущественно породообразующих минералов: в ультраосновных и основных породах — оливинов, пироксенов, амфиболов, плагиоклазов, окислов и сульфидов металлов; в щелочно-ультраосновных — амфиболов, пироксенов, оливинов, нефелинов, калишпатов, фосфатных, карбонатных, слюдистых минералов и сложных окислов; в карбонатитах — кальцита, анкерита, доломита, сидерита, а также пирохлора, хлорита, нефелина, пироксена, оливина, магнетита, цеолитов и др.; в нефелиновых сиенитах — чередованием мелано- и лейкократовых полос, обособлений с преобладанием эгирина или арфведсонита, нефелина или апатита, различными соотношениями амфиболов, пироксенов, натровых плагиоклазов и калишпатов, нефелинов, фосфатов, эвдиолитов, пирохлора и др. Иными словами, слоистость обусловлена различными соотношениями главных катионов расплава и различиями анионных групп.

Доминирующая роль стимуляторов слоистости среди катионов в основных и ультраосновных породах, очевидно, принадлежит Ca и Mg, в щелочных — Fe, Na и K, в карбонатитах — Ca, Mg, Fe; среди анионных групп, перечисляющихся в порядке убывания относительной роли: в основных и ультраосновных —  $\text{SiO}_4$ ,  $\text{Si}_2\text{O}_6$ ,  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ,  $\text{Si}_2\text{O}_{11}(\text{OH}, \text{F})$ , а также O и S; в щелочных-ультраосновных:  $\text{AlSi}_3\text{O}_8$ ,  $\text{AlSiO}_4$ ,  $\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH}, \text{F})$ ,  $\text{Si}_2\text{O}_6$ ,  $\text{SiO}_4$ ,  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , а также OH, Fe, Cl; в нефелиновых сиенитах:  $\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH}, \text{F})$ ,  $\text{AlSi}_3\text{O}_8$ ,  $\text{AlSiO}_4$ ,  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , а также  $\text{PO}_4$  и F; в карбонатитах —  $\text{CO}_3$ , а также Cl, OH, O,  $\text{Si}_m\text{O}_n$ ,  $\text{Al}_p\text{Si}_q\text{O}_s$ ,  $\text{PO}_4$ .

Все это вполне согласуется с экспериментальными и теоретическими данными о причинах и закономерностях ликвационных процессов. Следует еще указать на излияния карбонатитовых лав в связи с ультраосновными и основными магмами (Koster van Groos, Wyllie, 1963; Saggerson, Williams, 1964), обособления карбонатитов в стекловатых меланонефелинитах (Жабин, Сурина, 1969), субсинхронные излияния кислых, основных и щелочных лав и на излияния из одного вулкана кислых и основных (Горшков, 1957; Горшков, Набоко, 1962).

По-видимому, в хорошо раскристаллизованных кислых породах наиболее убедительные признаки слоистости следует искать в полосчатых текстурах. В первой части настоящей работы такие текстуры, как и сферолитовые, которые Д. П. Григорьев (1966) считает наиболее убедительным признаком ликвации, подробно описаны преимущественно в связи с поздними фазами и фациями гранитоидов всех рассмотренных регионов. Причем масштабы и отчетливость проявления полосчатых текстур в целом нарастают от гранитов, сопровождающихся высокотемпературными пегматитами, к гранитам с низкотемпературными пегматитами, достигая максимума в редкометалльных гранитах и самих пегматитах, особенно в низкотемпературных литиеносных. Не задерживаясь на перечислении соответствующих объектов и их индивидуальной специфики, отметим лишь наиболее характерные общие особенности полосчатых текстур рассмотренных гранитов и пегматитов.

1. Повсеместно полосчатость гранитоидных пород связана в первую очередь с тенденцией к обособлению мелано- и лейкократовых групп минералов; внутри этих групп — с обособлением калишпатов от плагиоклазов, пироксенов от амфиболов, а в относительно низкотемпературных и малоглубинных гранитах связана еще и с обособлением существенно кварцевых, слюдисто-кварцевых, апатит-, турмалин- и бериллсодержащих полос и участков; в пегматитах, кроме того, связана с обособлением сподумен-кварцевых, сподумен-альбитовых, лепидолит-кварцевых, существенно слюдистых, альбитовых, а также касситерит-слюдисто-кварцевых.

2. Характерны примеры чередования микроклин-кварцевых и кварц-альбитовых полос с дополнительным локальным разделением последних на существенно кварцевые и альбитовые (см. фиг. 22, 28, 29); другие случаи многостадийного последовательного разделения, когда крупные и сложные по составу обособления подразделяются на менее сложные вплоть до двуминеральных (с кварцем) или мономинеральных (кварцевые, слюдяные, полевошпатовые), переходя по простиранию полос в нераз дифференцированные агрегаты и вновь разделяясь (см. фиг. 13, 17, 19, 28); примеры полосовидного и участкового обособления слюд, а также пористого, дымчатого и черного кварца в составе кварцевых линз и ядер (см. фиг. 5).

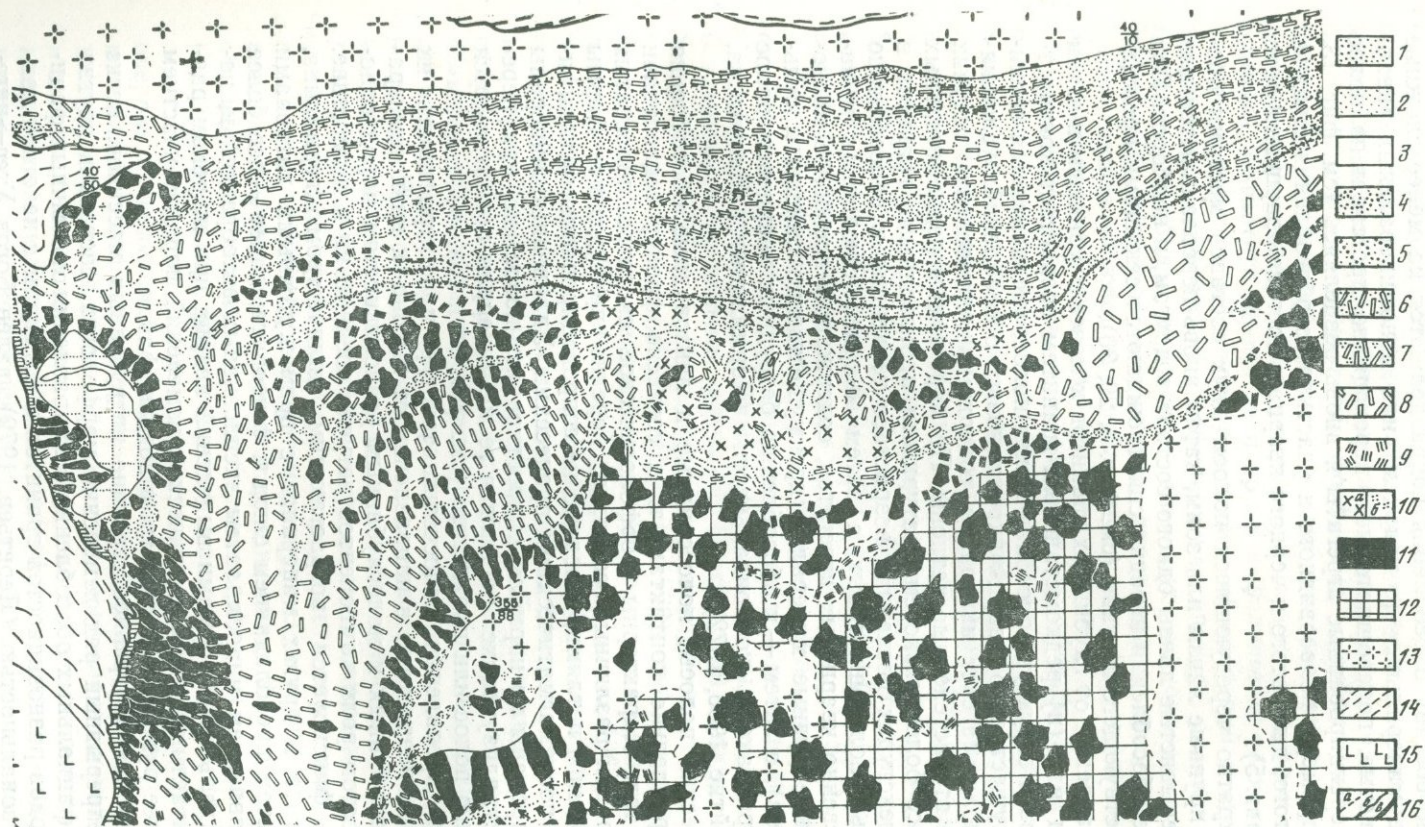
3. Многократно чередующиеся полосы двух составов местами обособляются в крупные линзы или зоны, затем вновь переслаиваются или образуют прерывистые линзы одного состава в другом, и наоборот. При этом крупные обособления нередко сопровождаются секущими прожилками соответствующего состава (см. фиг. 4, 29, 30).

4. В направлении от глубинных гранитов к менее глубинным и затем к пегматитам или (и) редкометалльным гранитам возрастает контрастность составов и структур обособляющихся полос; увеличивается зернистость преимущественно кварц-микроклиновых обособлений; усложняется состав полос за счет минералов, содержащих компоненты летучих соединений и второстепенные катионы. По мере смены редкометалльных пегматитов все более низкотемпературными производными гранитов в полосчатых текстурах последних возрастает тенденция к обособлению мономинерально-полевошпатовых, а затем кварцево-слюдяных и наконец существенно кварцевых агрегатов, содержащих все более мелкокристаллические рудные минералы (преимущественно окислы и сульфиды металлов), а затем — к обособлению безрудных кварцевых полос нередко с признаками коллоидальности (Кормилицын, Мануйлова, 1957; Повилайтис, 1966, 1972).

5. Повсеместно полосы, полосовидные и линзовидные обособления вытянуты параллельно контактам, т. е. согласно фронту теплоотдачи интрузивных тел. Характерны морфологическое сходство полосчатых текстур в породах различных составов, нередко причудливые формы полос с изгибами и петлями, заведомо не сопровождающимися какими-либо до- или послемагматическими процессами. Удлиненные минералы часто ориентированы по нормали к простиранию полос, но при перемещении кристаллизующихся расплавов те же минералы ориентируются по простиранию полос или прожилков (см. фиг. 14 и 15).

6. Четкость проявления полосчатых текстур и контрастность их состава в целом возрастают в направлении от высоко- к низкотемпературным и от глубинных к малоглубинным разновидностям пород одновременно с ростом роли компонентов летучих соединений в их составе. Вначале это фиксируется возрастающим количеством турмалина, берилла, апатита и других минералов с промежуточными катионами (Be, B, P), затем преобладанием слюд и флюорита; далее — все более широким проявлением миарол, затем взрывных автобрекчий и, наконец, коллоидальными формами выделений кварца при широком развитии экзоконтактных постмагматических изменений пород с участием более или менее рудоносных газовых и водных фаз.

7. Рассматривая внутреннее строение интрузивных массивов, легко установить непрерывный ряд изменений морфологии, состава и других особенностей фациальных обособлений в направлении от обычных фациальных переходов разновидностей гранитов к массивам с нечеткой концентрической зональностью (Леонтьев, 1972), далее Богов Утес → нигерийские граниты → редкометалльные граниты. Внутреннее строение пегматитов изменяется: от симметрично-зональных к участково-полосчатым и типично полосчатым жилам (фиг. 41; см. фиг. 14, 17, 19, 26); затем —



Фиг. 41. Участок фациального обособления литиеносного пегматита

1—2— мелко- и среднезернистый агрегат кварца и альбита: 1— с преобладанием альбита, 2— с преобладанием кварца; 3— кварц; 4— сподумен-кварц-альбитовый и кварц-альбитовый среднекристаллический комплекс полосчатой текстуры; 5— то же, мелкозернистый, преимущественно кварц-альбитовый; 6—8— сподуменсодержащие минеральные комплексы: 6— наиболее обогащенные альбитом, 7— промежуточные, 8— существенно сподумен-кварцевые; 9— мусковит; 10— кварц-олигоклаз-микроклиновая крупнокристаллическая (а) и мелкоблоковая (б) ассоциации; 11— блоковый микроклин; 12— крупнокристаллическая кварц-олигоклаз-микроклиновая ассоциация; 13— то же, но разнозернистая при переменных соотношениях олигоклаза и микроклина; 14— вмещающие сланцы; 15— кварциты; 16— границы разновидностей пород: а — нерезкие фациальные, б — резкие, в — секущие

текстуры порфировидных, аплитовидных гранитов, субэффузивных и эффузивных пород (например, описанных М. Г. Руб, 1969). Это дает основания предполагать принципиальное единство механизма формирования особенностей внутреннего строения всех представителей приведенного ряда.

Возникновение полосчатых текстур большей частью объясняют процессами замещения, перекристаллизации или ритмичной кристаллизации. Вероятно, каждый из этих трех вариантов возможен в определенных условиях, например при региональном метаморфизме, постоянном субэвтектическом составе расплава и соответствующем режиме его кристаллизации или при проработке растворами слоистых и параллельно-трещиноватых пород. Однако в абсолютном большинстве рассмотренных объектов нет достаточных оснований предполагать реализацию ни одного из этих процессов. Действительно, конфигурация полос и их расположение в интрузивных телах исключает возможность возникновения полосчатых текстур за счет каких-либо трещин или отслоений, не говоря уже о полной неясности в вопросе о том, что чем замещается и каковы были природа и источники замещающих продуктов. То, что полосы переходят в крупные обособления, ветвятся, сливаются в единые агрегаты, выклиниваются, возникают вновь, претерпевают многократные локальные дополнительные расслоения,— все это мешает воспользоваться представлениями о процессах перекристаллизации и тем более ритмичной кристаллизации.

Между тем все без исключения особенности полосчатых текстур кислых пород легко объясняются их ликвационным происхождением (Недумов, 1962, 1965; Недумов и др., 1969, 1971). Можно, конечно, возразить, что перекристаллизация, так же как и ликвация, предполагает пространственное разделение групп компонентов, не способных в изменившихся условиях сосуществовать в первоначальных структурных формах и соотношениях. Но при ликвации такое разделение происходит по мере роста степени порядка расплава в ходе теплоотдачи, а при перекристаллизации, напротив,— в условиях привноса энергетических (и вещественных) ресурсов в первоначально твердую породу. Последнее вполне естественно для зон ультраметаморфизма и палингенеза, но для интрузивных пород — мало вероятно, поскольку они являются единственным реальным концентратором избыточной энергии в системе взаимодействий, соответствующей зоне становления интрузии. Учитывая же морфологические и другие особенности полосчатых текстур при перекристаллизационном механизме их возникновения, следует допустить промежуточную интеграцию вещества в жидкой фазе, т. е. вернуться к ликвационной гипотезе, лишь усложнив ее механизм и не объясняя источника и путей дополнительного привноса энергии.

Таким образом, приведенные данные дают основания полагать, что ликвация является ведущим видом дифференциации кислых расплавов, так же как основных и щелочных. Но, в отличие от последних, роль стимулятора дифференциации кислых расплавов в основном принадлежит главным катионам-модификаторам при качественной неизменности структуры радикала, несколько нарушаемой промежуточными катионами. Эти катионы, однако, повышают растворимость в расплаве анионных компонентов летучих соединений и вместе с ними способствуют снижению вязкости расплавов и четкости их расслоения.

С возрастанием количества летучих в расплаве возрастает стимулирующая роль кислородного звена структуры, направленная к обособлению ряда компонентов в составе газовых или флюидных фаз. Отсюда вполне естественно возрастание не только четкости полосчатых текстур и иных морфологических форм фациальных обособлений, но и роли кварца в их составе, количество которого достигает максимума в наиболее поздних минеральных ассоциациях при крайне неустойчивом состоя-

нии всех структурных звеньев молекулярного поля. Это состояние резко повышает роль химического сродства в определении судеб различных элементов, обеспечивая возможность замыкания любых прямых связей с образованием тугоплавких окислов, а также твердых и жидких фаз, в которых кремний замещается промежуточными катионами, и любых иных, в том числе гидроксильными и неокислородными связями, свойственными летучим соединениям.

**Обособление летучих соединений.** Обособление «летучих» в газовой фазе связано с критическим состоянием кислородного, т. е. фундаментального структурного звена молекулярного поля расплава при снижении взаиморастворимости его компонентов по мере роста отношений  $Si:Me$  и  $(F, OH, Cl...):SiO_2$ . Главные внутренние стимуляторы обособления —  $OH, F, Cl$ , дополнительные — промежуточные катионы расплава ( $Be, V, P, S...$ ), входящие в комплексные анионы летучих соединений. Начавшись в критических условиях, обособление газовых фаз приобретает катастрофический характер лавинного процесса, так как вызванное «испарением» охлаждение расплава стимулирует его кристаллизацию, которая в свою очередь повышает неустойчивость анионных компонентов летучих в структуре расплава, увеличивая отношения  $Si:Me$  и  $(F, OH, Cl...):SiO_2$ , и т. д. В зависимости от внешних условий и соответственно от состава и структуры комплексных анионных групп в летучих соединениях могут обособляться различные, в том числе редкие и рудные, катионы расплава, испытывающие химическое сродство к тем или иным компонентам анионных групп. Химические взаимодействия летучих соединений с твердой фазой неизбежно обуславливают процессы метасоматоза в тех или иных участках пород, непосредственно примыкающих к очагам обособления «летучих» или удаленных от него — в зависимости от физических и химических свойств обособившейся фазы и среды. Характер этой зависимости, так же как и вопрос о степени растворимости летучих соединений в силикатном расплаве, требует, однако, серьезных уточнений.

Высокая агрессивность газовых фаз в условиях  $P < 1000$  атм и  $T = 500-400^\circ C$  отмечается в ряде работ (Мори, Хессельгасер, 1954; Овчинников, Максенов, 1962; Штернберг, 1962; Овчинников, 1963, 1965, и др.). При этом, согласно А. А. Штернбергу, в интервале снижения температур от  $600$  до  $500^\circ$  из газовой фазы происходит только выпадение минералов, в интервале  $500-400^\circ$  она конденсируется и только тогда активно взаимодействует с боковыми породами, обуславливая метасоматоз; ниже  $400^\circ$  происходит последовательное отложение минералов из состава жидкого конденсата (раствора). Таким образом, при обособлении летучих выше определенных  $TP$  между моментом обособления и началом активных метасоматических процессов существует некоторый интервал времени, в течение которого возможны: формирование кристаллов из состава  $G$ -фазы в миаролах и полостях, возникающих в пределах жидкой фазы, генерировавшей газ; рассредоточение летучих соединений на границе твердой и жидкой фаз; их более или менее значительная миграция вдоль зон проницаемости среды. Очевидно, реализация одного из этих вариантов или любого промежуточного зависит от состава и физического состояния летучих соединений, термодинамического режима начала и течения процесса, состава, температуры и механических свойств среды.

Длительная дискуссия о степени взаиморастворимости в системе  $H_2O - SiO_2$ , по-видимому, завершилась после экспериментов в институте Карнеги, показавших ее неограниченность при  $P > 9,7$  кбар и  $T > 1080^\circ C$  (Kennedy a. o., 1962), т. е. в условиях нижних горизонтов коры на границе с мантией. Но уже при  $P = 8-9$  кбар в  $SiO_2$  растворяется лишь 25%  $H_2O$ ; в гранитах: при 7 кбар — 10,3%, при 100 бар — 0,7% (Хитаров и др., 1963). Значительно повышается растворимость воды и других

«летучих» в силикатных расплавах, обогащенных  $\text{Be}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{P}$ , щелочами, а также при увеличении в этих расплавах отношений  $\text{K}:\text{Na}$ ,  $\text{Ca}:\text{Mg}$  и  $\text{Me}:\text{Si}$  (Таттл, Фридман, 1950; Ершова, Ольшанский, 1957, 1958; Смит, 1968). Следовательно, с изменением  $\text{P-T}$  условий и состава расплава в ходе дифференциации изменяется и предел концентрации в нем компонентов летучих соединений. Если эти компоненты — одни из внутренних стимуляторов дифференциации в условиях взаимозависимости всех компонентов молекулярного поля расплава, то состав его дифференциатов столь же зависим от количества и качества присутствующих в нем «летучих», сколь это количество и качество зависимы от состава расплава.

Плотность воды в  $\text{P-T}$  условиях интрузивного процесса превышает критическую, и «следовательно, ее свойства будут ближе к жидкости, чем к газу» (Смит, 1968, стр. 190). Согласно А. А. Кадику и Н. И. Хитарову (1963), при высоких давлениях мольный объем  $\text{H}_2\text{O}$ , так же как и других летучих соединений, становится меньше мольного объема силикатов, и уже при  $\text{P} > 1000\text{--}3000$  атм нельзя говорить о равновесии типа  $\text{L} - \text{G}$ , становящемся аналогом равновесия  $\text{L} - \text{L}$ . Если это так, то представления о газовых дифференциатах расплава и о любых газовых эманациях некорректны при  $\text{P} > 1000$  атм и  $\text{T} > 500^\circ\text{C}$ , т. е. в условиях магматического процесса на глубинах более 3—4 км.

Действительно, из приведенных фактических материалов и по литературным данным (Гинзбург, Родионов, 1961; Горжевский, Козеренко, 1963), в условиях  $\text{P} > 1000$  атм концентрация полезных компонентов связана с обособлением богатых «летучими», но жидких пегматитовых фаз. Постмагматические изменения в этих условиях сравнительно малоэффективны и сходят на нет при  $\text{P} > 2000\text{--}3000$  атм. Кварцево-жильно-грейзеновые проявления, возникающие при 700—1000 атм, сопровождаются ограниченными, а возникающие при более низких давлениях собственно грейзеновые проявления — широкими экзоконтактовыми ореолами, особенно вдоль трещинных зон, дренирующих соответствующие очаги в составе поздних фаз гранитоидов. Массовое обособление несомненно газовых фаз происходит лишь в малоглубинных условиях при резких перепадах  $\text{P-T}$ . Это выжимки пенз и горнитосы лавовых потоков, разнообразные обычно минерализованные метасоматиты и эксплозивные брекчии. Последние связаны, как подчеркивает П. В. Иншин (1972), с глубоко дифференцированными и обогащенными летучими наиболее поздними фазами и фациями различных магматических пород (кроме обедненных  $\text{SiO}_2$  высокоглиноземистых щелочных расплавов в значительно больших количествах, нежели гранитные, растворяющих «летучие»). Для щелочных расплавов не характерны ни грейзены, ни миаролы, ни эксплозии; связанное с ними оруденение в любых условиях глубинности, по мнению Л. К. Когарко и ее соавторов (1968), преимущественно магматическое.

Таким образом, достаточно оснований полагать, что если в условиях неограниченной взаиморастворимости  $\text{SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$  физические состояния любых дифференциатов силикатного расплава не могут быть резко контрастными, то с уменьшением взаиморастворимости контрастность должна возрастать вплоть до соответствующей равновесию  $\text{L} - \text{G}$ . При этом в состоянии крайних дифференциатов магмы должно изменяться соотношение свойств расплава (постоянный объем и единое молекулярное поле взаимодействия частиц) и газа (стремление к максимальному объему при отсутствии единого поля) в пользу последнего. И по крайней мере в условиях  $\text{P} > 1000$  атм и  $\text{T} > 500^\circ\text{C}$  физическое состояние любых подвижных дифференциатов магмы может быть сопоставлено с флюидным (в понимании Д. Е. Циклиса), а механизм дифференциации — с ликвиационным, осуществляющимся в рамках силикатной структуры молекулярного поля. Наверное, с изменением физико-химических пара-

метров системы, соответствующим уменьшению глубинности магматического процесса, состояние его последовательных и особенно крайних дифференциатов изменяется в направлении  $(L) \rightarrow (L-F1) \rightarrow (F1-G) \rightarrow (G)$ . Чем больше сдвиг вправо в ряду этих состояний, тем контрастнее физические и химические свойства относительно упорядоченных и неупорядоченных фаз, тем ближе к «вскипанию», к эксплозии характер их дифференциации и катастрофичнее эффект механического воздействия на боковые породы; тем контрастнее кристаллизация поздних фаз: от возникновения гигантокристаллических агрегатов в субкритическом состоянии расплава-флюида до мелкозернистых и стекловатых — при его вскипании. В том же направлении должна повышаться тенденция к уплотнению последовательных неупорядоченных дифференциатов магмы и их проникающая способность наряду с возрастанием роли перепадов давлений как факторов дифференциации.

Из сказанного следует, что процессы метасоматоза, связанные с обособлением и затем конденсацией газовых фаз, в основном могут проявляться лишь в малоглубинных условиях развития магматизма.

Как справедливо подчеркивает Н. Ф. Шинкарев (1974, стр. 409), «значение метасоматических процессов в петрогенезисе может быть правильно понято только в связи с существованием фазы расплава (расплава-флюида.— И. Н.), являющегося продуктом мантийной эволюции Земли и в свою очередь источником газовых и водных растворов (разрядка моя.— И. Н.)». Процессы же магматического замещения (по Д. С. Коржинскому), связанные с воздействием флюидов на твердые породы и интеграцией вещества в рамках силикатных молекулярных полей, эффективны лишь в условиях приноса значительных энергетических ресурсов. Очевидно, реализация этих условий маловероятна при дифференциации интрузивных магм, но вполне допустима в области формирования их очагов, палингенеза и регионального метаморфизма. При этом эффективность магматического замещения связана с поглощением энергии (III класс реакций, по Н. И. Кобозеву:  $\Delta E > 0$ ,  $\Delta S > 0$ ,  $\Delta F < 0$ ); эффективность метасоматического замещения — с выделением энергии (II класс реакций:  $\Delta E < 0$ ,  $\Delta S > 0$ ,  $\Delta F < 0$ ); I класс реакций ( $\Delta E < 0$ ,  $\Delta S < 0$ ,  $\Delta F < 0$ ) в обоих случаях определяет изменение состояния изначального объекта системы, генерировавшего флюид или газ. Резкая граница, разделяющая оба механизма замещения, должна исчезать в критических условиях. В отношении диффузионного метасоматоза следует сказать, что при отсутствии механических зон проницаемости в условиях литостатического давления  $P > 1000$  атм проникновение отдельных «подвижных элементов» сквозь плотные силикатные структуры весьма ограничено (например, калий способен продвинуться через кварцевую пластину при  $500^\circ\text{C}$  лишь на 110 см за  $10^6$  лет; Verhoogen, 1952); скорость проникновения резко падает со снижением температуры и, по мнению Ф. Г. Смита (1968, стр. 47), «гипотезы, предполагающие метасоматоз пород посредством диффузии через кристаллические силикаты, оказываются несостоятельными».

В итоге общего рассмотрения закономерностей дифференциации силикатных расплавов необходимо выделить следующее.

Дифференциация расплавов — последовательный процесс, доминирующим видом которого является ликвация. В изначальном состоянии молекулярного поля расплава позиции трех его структурных звеньев прямо или косвенно разделяют все элементы магматических пород и их производных. С ростом порядка и при снижении степени изоморфизма дифференциация стимулируется катионами-модификаторами, катионами-комплексообразователями и анионными компонентами летучих соединений. Роль анионных стимуляторов повышается при снижении давления и уменьшается при снижении температуры, роль катионных — наоборот. В силу прямой и обратной зависимостей взаимодействий

частиц молекулярного поля все внутренние и внешние факторы одновременно воздействуют на состояние расплава, но в процессе последовательной дифференциации ведущая роль внутренних стимуляторов постепенно переходит от катионных к анионным компонентам, а внешних — от температуры к давлению, обеспечивая последовательный ряд изменений состояния относительно неупорядоченных фаз расплава в направлении:  $(L) \rightarrow (L - F1) \rightarrow (F1 - G) \rightarrow (G)$ .

Переход ведущей роли внутренних стимуляторов дифференциации от одного структурного звена молекулярного поля к другому знаменует революционные (качественные) преобразования в развитии процесса, разделенные рядом этапов эволюционных (количественных) изменений. Совокупность революционного и последующих эволюционных этапов составляет существо периода процесса, который подразделяется так же на ряд стадий, связанных с конструктивными преобразованиями структурных звеньев поля взаимодействий. Все это позволяет разделить магматический процесс на три периода, различающихся состоянием вещества и ведущей ролью внутренних и внешних стимуляторов дифференциации: 1) магматический — жидкое состояние, ведущая роль катионов-модификаторов и температуры; 2) позднемагматический — флюидно-жидкое состояние, ведущая роль катионов-комплексобразователей при равноценной роли модификаторов и анионных компонентов летучих соединений, а также температур и давлений; 3) постмагматический — флюидно-газовое состояние в момент реализации периода при ведущей роли анионных компонентов летучих и давлений. Позднемагматический период является переходным и в зависимости от РТС-условий способен в большей или меньшей мере совмещаться с концом магматического периода (при  $L - F1$  состоянии) и (или) с началом постмагматического (при  $F1 - G$  состоянии).

В ходе всего процесса дифференциации пути и судьбы редких и рудных металлов в основном не самостоятельны и определяются, с одной стороны, степенью их изоморфизма с главными катионами последовательных дифференциатов расплава, с другой — степенью химического сродства с различными комплексобразующими и особенно анионными компонентами тех или иных потенциально возможных летучих соединений. Поскольку же в магме ограничены ресурсы ОН, F, Cl, составляющих основу практически всех летучих соединений, то их мобилизация на какой-либо стадии процесса ведет к концентрации лишь ограниченной группы полезных компонентов. Остальные же рассеются в составе породообразующих и акцессорных минералов преимущественно магматического периода дифференциации, так как избирательность в концентрации тех или иных редких и рудных металлов в наибольшей мере определяется особенностями реализации позднемагматического периода. Таким образом, в зависимости от условий дифференциации один и тот же расплав может явиться источником концентрации различных полезных компонентов.

Наконец, если формирование магм связано с дифференциатами мантии, то последние, очевидно, могут первоначально содержать неограниченную в принципе долю компонентов летучих соединений. Но в ходе дифференциации и перераспределения вещества в РТ условиях последовательных уровней многоступенчатой системы объект — среда эти компоненты должны обособляться во все более подвижных  $F1 - L$  фазах вплоть до отщепления в G-фазе при  $P < 1000 \text{ атм}$  и  $T > 500^\circ \text{C}$  с последующей конденсацией в ювинильные водные растворы, объемы которых могут быть сопоставлены с объемом магматических процессов. Обратная зависимость должна существовать не только между составом, состоянием магмы, количеством и качеством находящихся в ней летучих, но и между отрицательным давлением магмы и противостоящим положительным давлением среды (литостатическое давление + механи-

ческие свойства экранирующей толщ), а следовательно, в какой-то мере между всеми этими факторами и глубиной формирования коровых (по М. В. Муратову) магматических очагов. Из всего этого также следует, что единственный относительно независимый фактор дифференциации вещества — температура, являющаяся фундаментальной причиной поступательного развития, связанного с последовательным расщеплением (высвобождением) энергии и ростом энтропии различных уровней среды.

### МЕХАНИЗМ ВНЕДРЕНИЯ РАСПЛАВОВ

В объяснении механизма внедрения магм основные трудности связаны с проблемами проницаемости среды, пространства и природой сил, определяющих интрузию. Основные породы четко контролируются глубинными разломами, а их расплавы менее вязки и, следовательно, более подвижны. При  $T = 1000\text{—}1300^\circ\text{C}$  вязкость (в пуазах; Кларк, 1969) диабазов —  $(1,5\text{—}40) \cdot 10$ , базальтов —  $(12\text{—}75) \cdot 10$ , нефелиновых базальтов —  $(8\text{—}14) \cdot 10$ , андезитов —  $(1,5\text{—}15) \cdot 10^2$ , гранитов —  $(0,12\text{—}20) \cdot 10^5$ . Расчет по формуле Стока интервалов пространственного разделения кристаллов и расплава, т. е. возможность гравитационной дифференциации магм и их внедрения в условиях фильтр-прессинга составляет: для гипербазитов —  $2,7 \cdot 10^4$  см, для гранитов —  $4 \cdot 10^{-4}$  см (Смит, 1968). Но граниты деформируют вмещающие породы. В ходе их дифференциации и последовательного внедрения жидких фаз наблюдается отчетливая тенденция к формированию вытянутых дайкообразных тел. Становление массивов происходит в условиях давлений, значительно превышающих литостатическое, нередко в 3—5 раз (Захарченко, 1965; Шилин, 1970; Иншин, 1972, и др.).

В соответствии с излагаемыми представлениями достаточно определенно представляется следующее. Во-первых, внедрение и дифференциация расплавов — взаимосвязанные процессы; во-вторых, на глубинах уже после первых сотен метров существование открытых трещин и полостей маловероятно, а на глубине более 3 км — невозможно (Griggs, Handin, 1960; Ode, 1960, и др.); в-третьих, поскольку развитие любых систем определяется их энергетической неравновесностью, то на любом уровне системы «магматизм — геологическая среда» причиной развития является магматизм. Если это так, то интрузивный процесс обеспечивается: перепадами внешних давлений при разрядке динамических напряжений, возникающих на более или менее региональных уровнях развития системы магматизм — среда; контракцией твердого и предкристаллизационного жидкого вещества относительно упорядоченных фаз предшествующих уровней развития данного процесса; отрицательным давлением стремящихся к разуплотнению неупорядоченных фаз данного уровня развития. В перемещении расслоенного расплава, осуществляющегося путем деформации и раздвигания вмещающих пород вдоль ослабленных зон, участвует преимущественно менее упорядоченная, т. е. более подвижная, фаза, претерпевающая новое расслоение во взаимодействии с внешней средой, и т. д. Возрастающая способность к пространственному перемещению все более поздних фаз магматического и особенно позднемагматического периодов, связанная со снижением вязкости расплава и ростом его тенденции к разуплотнению, подчеркивается формированием жильных тел и увеличением отношения их длины к мощности.

Не останавливаясь пока на обсуждении особенностей внедрения различных магм, укажем лишь на работы А. А. Пэка (1968<sub>1, 2</sub>), объясняющие механизм внедрения дайковых тел. Согласно этим объяснениям, магматический расплав внедряется за счет объемного эффекта «микрорегетерогенного расслаивания», активно раздвигая вмещающие породы вдоль трещин и иных поверхностей раздела, для чего достаточно «даже

ничтожного» превышения давлением расплава сжимающего усилия среды. Акт внедрения носит характер импульсной (разрывной) разрядки динамических напряжений на пределе прочности противостоящей среды. Из формулы Ю. П. Желтова (1966)  $W \approx \frac{4(1-\nu^2)l}{E} (P_k - P_6)$ , где  $W$  — степень раскрытия полости,  $\nu$  — коэффициент Пуассона,  $E$  — модель Юнга,  $P_k$  — давление жидкости,  $P_6$  — сжимающие усилия среды,  $l$  — длина, следует, что интервал внедрения обратно пропорционален вязкости расплава, поглощающей избыток энергии при его движении вплоть до остановки интрузии после выравнивания разности  $P_k - P_6$  вследствие охлаждения расплава. Остановке интрузии способствует затвердевание «носа» дайки, что в случае маловязких расплавов приводит к возникновению раздувов жильных тел. Очевидно, направление внедрения должно иметь вертикальную и горизонтальную составляющие, зависящие от структуры среды. При этом противодействие вертикальной составляющей интрузии определяется не только литостатическим давлением, но и механической способностью экранирующих толщ противостоять, подобно упругому автоклаву, отрицательному давлению расплава.

## ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЕ

Изложенные теоретические представления допускают непротиворечивое объяснение всех эмпирических закономерностей классификационной схемы (см. табл. 5, 14) и позволяют в дополнение к уже сказанному выше наметить общую картину развития магматического и позднемагматического периодов гранитоидного процесса.

### МАГМАТИЧЕСКИЙ И ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИЙ ПЕРИОДЫ

После достижения равновесности, завершающей интеграционные процессы на уровне формирования гранитоидных очагов, начинается процесс дифференциации магмы. Ее магматический период протекает в условиях наиболее вязких в целом расплавов, при устойчивом  $Al_nSi_mO_p$  радикале, ведущей роли температур и катионов-модификаторов как внешних и внутренних стимуляторов дифференциации. Ее общая последовательность по главным катионам должна быть следующей: (Mg, Mn, K, Fe, Na, Ca) → (Mg, Mn, Fe, Ca, Na, K) → (Mn, Fe, Ca, Na, K) → (Ca, Na, K) → (K, Ca, Na)<sup>1</sup>, т. е. гранодиориты и плагиограниты → биотитовые граниты → двуслюдяные → аляскиты и мусковитовые граниты → мусковит-альбитовые граниты и сиениты.

В ходе процесса: нарастает роль анионных компонентов летучих соединений и перепадов давлений как стимуляторов дифференциации; соответственно уменьшается вязкость относительно неупорядоченных фаз расплава; возрастает их тенденция к разуплотнению, проникающая способность и четкость пространственного обособления вплоть до критического состояния магмы и смены магматического периода позднемагматическим. Длительность периода, число его стадий и этапов, а также резкость их смены зависят от механических, структурных и иных учитываемых классификационной схемой свойств среды, регулирующей термодинамический и химический режимы процесса. Особенности реализации предшествующей стадии или этапа определяют потенциальный характер последующих. Например, пегматитовый расплав, обособившийся на стадии биотитовых гранитов, завершающих в данном случае магматический период, будет существенно иным, нежели обособившийся

<sup>1</sup> Здесь и далее перечисление катионов в каждой группе идет в порядке возрастания их количеств. Выделены элементы, определяющие структуру расплава.

на стадии двуслюдяных гранитов, и в том и в другом случае в докритических условиях количество и качество магматических, а затем пегматитовых или иных позднемагматических расплавов будут иными, нежели в критических условиях (например, при обособлении соответствующих гранит-пегматитовых фаз, предшествующих пегматитовым), и т. д.

В развитии магматического периода возможны, однако, структурные преобразования молекулярного поля расплава со сменой радикала  $Al_nSi_mO_p$  на  $Si_nO_m$ . При этом кремнекислородный расплав окажется обогащенным соответствующими катионами: Mg, Mn, Fe, Ca, Na. Реализация этой «диоритовой» стадии в зависимости от условий может произойти в начале или в конце магматического периода. Если в начале, то она будет представлять относительно упорядоченную (роль Mg, Ca) фазу, т. е. начальный член обычного ряда дифференциатов от основных к кислым; если в конце, то — относительно неупорядоченную (роль Mn, Fe, Na) фазу, аномально завершающую этот ряд в виде «даек второго этапа», «малых интрузий» гранодиоритов, диоритов, граносиенит-диоритов, сиенитов и т. п. «Диоритовая» стадия, приобретая свойства позднемагматического процесса, способна к резкому обогащению компонентами летучих соединений, серой и другими, в том числе рудными катионами, связанными химически и изоморфно с главными (прежде всего с Fe) и второстепенными компонентами «диоритового» расплава. В целом эта стадия выражает «сброс» чуждых гранитному расплаву компонентов и их сочетаний, не способных к эффективному взаимодействию в структуре молекулярных полей его упорядоченных дифференциатов и в связи с этим последовательно накапливающихся в относительно неупорядоченных фазах вплоть до критических количеств, обеспечивающих необходимые структурные преобразования молекулярного поля взаимодействий (видимо, по тем же причинам дифференциация базитовых и гипербазитовых магм нередко завершается щелочными и кислыми фазами; изредка отмечается тесная связь раппакиви, габбро и т. п.). Сходные причины обособления «диоритовых» фаз в начале периода, вероятно, не нуждаются в обсуждении.

В анализе общей последовательности развития магматического периода дифференциации необходимо учитывать, что по крайней мере первоначальное разделение обогащенной компонентами легкоплавких и летучих соединений магмы на две фазы «главную» и «дополнительную» — способно обусловить дальнейшее параллельное развитие этих фаз (опережающее для главной фазы из-за ее относительной упорядоченности) в виде серий, реализующих самостоятельные стадии и этапы магматического, позднего и постмагматического периодов. Следствием такой параллельности является, наверно, выделение ряда «субфаз» в последовательных «фазах» магматического периода, последовательных «фаций» в составе субфаз и соответственно ряда жильных и постмагматических проявлений, завершающих магматический и позднемагматический периоды каждой фазы или субфазы. Возможна некоторая конвергенция свойств и составов сопоставимых периодов, стадий и этапов параллельных серий, но при различной рудоносности и преимущественной продуктивности лишь одной из них, что связано с ограниченностью ресурсов «летучих», концентрирующихся совместно с компонентами легкоплавких соединений главным образом в относительно неупорядоченных фазах, обеспечивая преобладание в них стадий и этапов позднего и постмагматических периодов. Естественно, что наибольшие количественные различия в концентрации редких и рудных элементов свойственны магматическим, а наименьшие — постмагматическим дифференциатам параллельных серий; качественные же различия — наоборот. Каждая последующая относительно неупорядоченная фаза, субфаза или фация данной серии по объему должна быть меньше относительно упорядоченной (предыдущей) в тем большей мере, чем контрастнее и

ближе к критическому ее физическое состояние, связанное со степенью обогащенности компонентами летучих соединений. При критическом состоянии системы дальнейшее существование в поле магматического расплава компонентов летучих соединений становится невозможным, в связи с чем возникает необходимость их обособления в составе постмагматических G или Fl—G фаз в зависимости от PTC условий.

Но в условиях интрузивного процесса магматический период сменяется позднемагматическим. При этом очередная неупорядоченная фаза расплава более или менее резко концентрирует в себе второстепенные катионы-комплексобразователи, которые изоморфно замещают главные катионы на базе радикала  $Al_nSi_mO_p$  (Be, B, P...) или  $Si_nO_m$  (Al, Be, P, S, V, As, C...) и повышают взаиморастворимость летучих и силикатного расплава пропорционально своему количеству и качеству. Последнее выражается в том, что сдвиг состояния позднемагматического вещества вправо в ряду  $L \rightarrow Fl \rightarrow G$  наряду с другими причинами зависит и от соотношений степеней химического сродства того или иного комплексобразователя, с одной стороны, к анионным группам расплава, с другой — к анионам летучих соединений, возрастающих в пользу последних примерно в последовательности:  $B \rightarrow P \rightarrow Be \rightarrow S \rightarrow C$ .

Очевидно, позднемагматическое завершение магматического периода данной серии должно быть одноактным, а состав и состояние подвижной фазы, сближающие ее с магматическим или постмагматическим периодом, — зависимыми от общих условий развития процесса дифференциации. Состав главных компонентов и структура молекулярного поля позднемагматической фазы в свою очередь обеспечивают избирательное присутствие в ней лишь определенной группы редких или рудных металлов. Остальные неизбежно рассеиваются в породообразующих и акцессорных минералах, что согласуется с выводами Ф. Г. Смита (1968) о позднем образовании акцессорных минералов, соответствующем времени обособления пегматитов, т. е. смене магматического периода позднемагматическим. Следовательно, в общем случае в акцессориях фиксируются «лишние» элементы, не находящие места в относительно неупорядоченной фазе очередной магматической стадии дифференциации. Отсюда количественные и качественные изменения в составе акцессориев и изоморфных примесей породообразующих минералов последовательных фаз магматического периода в определенной мере отражают общую тенденцию развития процесса.

Кроме того, ясно, что без регистрации второстепенных и особенно рудных и редких элементов практически невозможно провести четкие границы в ряду: кварцевые жилы, полевошпат-кварцевые жилы, пегматиты жильные и фациальные, редкометалльные граниты, гранит-пегматиты, аплит-пегматиты, «малые интрузии», жильные граниты, аплиты. Все они являются вариантами реализации позднемагматического периода развития гранитоидов, сближающимися по своим свойствам или с магматическим, или с постмагматическим периодами, а отсутствие четких границ между ними связано с возможностью постепенных переходов в ряду состояний  $L - Fl - G$ . Пегматитовый процесс в целом представляет собой оптимальный вариант реализации позднемагматического периода.

#### ПЕГМАТИТОВЫЙ ПРОЦЕСС

Представления автора о развитии пегматитового процесса подробно изложены в ряде публикаций (Недумов, 1961, 1962, 1965, 1971; Недумов и др., 1969, 1972). Их основные положения заключены в следующем.

Дифференциация пегматитового расплава (расплава-флюида или «расплава-раствора», по К. А. Власову) осуществляется в процессе его внедрения, обеспечивая пространственную зональность жил и жильных серий, и при становлении отдельных тел, обеспечивая их внутреннюю

зональность. Механизм дифференциации в рамках молекулярного поля взаимодействий в обоих случаях одинаков, а преобладание одного или другого вида его реализации зависит от структурно-механических свойств и кинематики среды, т. е. от особенностей развития системы на уровне термодинамического поля взаимодействий.

С каждым актом ликвационной дифференциации в последующем перемещении преимущественно участвует более подвижная фаза. Естественно, что подвижность, интрузивная способность и четкость пространственного обособления ликватов последовательно возрастают в ходе процесса. В отличие от замыкания расплава в какой-либо структурной ловушке и последующего формирования многозональных тел, его перемещение создает предпосылки для рассеивания части компонентов при интенсификации критических состояний особенно на поздних этапах дифференциации и при наличии протяженных и крутопадающих зон проницаемости. Активный тектонический режим и магматического, и позднемагматического периодов дифференциации благоприятен для концентрации редких и рудных элементов при докритическом состоянии расплава, так как повышает относительную роль анионов «летучих» как стимуляторов дифференциации, и неблагоприятен при критическом состоянии, способствуя отщеплению и рассеиванию летучих соединений.

Химическое воздействие среды ограничивается временем формирования оторочек и краевых зон пегматитов и пропорционально площади контакта расплава с боковыми породами, т. е. его рассредоточенности в большом числе жил, а также интенсивности экзоконтактового магматического замещения.

По схеме А. И. Гинзбурга (1960), максимальный ряд этапов дифференциации пегматитового расплава по главным катионам следующий:  $(\text{Na}, \text{Ca}) \rightarrow (\text{K}, \text{Na}, \text{Ca}) \rightarrow (\text{Ca}, \text{Na}, \text{K}) \rightarrow (\text{K}, \text{Na}, \text{Li}) \rightarrow (\text{Na}, \text{Li}) \rightarrow (\text{K}, \text{Li}, \text{Na}) \rightarrow (\text{Si})$ . Учитывая изменения структуры и физического состояния расплава, процесс можно подразделить на четыре стадии: «раннюю полевошпатовую» с устойчивой («гранитной») структурой, определяемой радикалом  $\text{Al}_n\text{Si}_m\text{O}_p$ ; «сподуменовую» с радикалом  $\text{Si}_n\text{O}_m$ ; «позднюю полевошпатовую» или «стадию разрушения силикатной структуры» расплава, в анионной группе которого устойчиво сохраняется лишь кислород, что допускает одновременную кристаллизацию наряду с любыми силикатами (в том числе содержащими  $\text{OH}$ ,  $\text{F}$ ...) различных окислов, минералов  $\text{Be}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{P}$  и любых иных минералов, компоненты которых присутствовали в расплаве; наконец, «пневматолитовую» стадию с анионными группами летучих соединений. Очевидно, «сподуменовая» стадия по своей сути сопоставима с «диоритовой» магматического периода, но вместо  $\text{Fe}$ , изоморфного с  $\text{Mg}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Zn}$ ... и тяготеющей к комплексным анионам летучих соединений с участием  $\text{S}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{C}$ , здесь фигурирует  $\text{Li}$ , изоморфный с  $\text{Na}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Be}$ , более «летучий» и тяготеющий к комплексам с участием  $\text{P}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{B}$ . Состояние вещества перечисленных стадий процесса соответственно может быть охарактеризовано как флюидно-жидкое, промежуточное, флюидно-газовое, газовое. Пегматитовый процесс в целом оптимально совмещает физические черты магматического, позднего и постмагматического процессов, т. е. в определенной мере может служить моделью развития всех трех периодов дифференциации магматического вещества.

Пока жидкие дифференциаты расплава не разобщены, теплоотдача компенсируется дальнейшей дифференциацией относительно упорядоченной части расплава, обеспечивая «отжимание» из зоны теплоотдачи менее упорядоченной фазы, также поглощающей часть «скрытой теплоты перехода» вплоть до исчерпания ресурсов последней, необходимых для сохранения подвижного равновесия в системе «расплав — внешний теплопоглотитель». После этого наступает очередь менее упорядоченной фазы, претерпевающей новое расслоение, и т. д. Эта последовательность

имеет наиболее общее выражение при смене стадий процесса; в каждой стадии — при смене этапов, в каждом этапе — при обособлении отдельных минеральных форм. Ее результатами являются особенности строения, внутренней и пространственной зональности пегматитов, в том числе: наиболее четкое обособление минеральных ассоциаций, принадлежащих к различным стадиям процесса; закономерности обособления самих ассоциаций и тенденции в них к разделению на комплексы; формирование полосчатых и флюидальных текстур; ориентировка удлиненных минералов происходит по нормали к фронту теплоотдачи в статичных условиях и по простиранию жил и полос — при перемещениях расплава.

Отщепления «пневматолитов», более или менее близких по составу к газовой фазе, могут завершить каждый этап дифференциации расплава (минеральный комплекс), но максимально и в составе, наиболее близком к газовому, проявляются лишь в конце процесса при максимальных  $\text{OH} : \text{SiO}_2$  и  $\text{Si} : \text{Me}$  для всего остаточного расплава. Чем ближе свойства обособляющихся «пневматолитов» к состоянию газа, тем катастрофичнее их отщепление (катаклаз и брекчирование твердых фаз) и, наоборот, — при приближении их свойств к жидкому (флюидному) состоянию.

В составе «пневматолитов» могут обособиться любые элементы, способные входить в летучие соединения. В зависимости от физического состояния пневматолитов в ходе их обособления возможно возникновение гнездовых скоплений минералов, процессов метасоматоза, миарол, полостей, автобрекчий, ореолов и т. п. Естественно, что классическим завершением пегматитового процесса является кварцевое ядро с кристаллами полевых шпатов и иных минералов по внутренней периферии ядра (стадия разрушения силикатной структуры) и интенсивными ореолами замещения с катаклазом ранних минеральных агрегатов — по внешней периферии ядра (пневматолитовая стадия). В ходе лавинного процесса обособления летучих неизбежно возникновение мелкозернистых, стекловатых и коллоидальных структур при кристаллизации поздних фаз расплава, первоначально максимально обогащенных компонентами летучих соединений. В зависимости от начала этого процесса возможно возникновение: резко неоднородных структур поздних минеральных комплексов (например, крупных кристаллов, погруженных в мелкозернистый агрегат), пористых структур «вскипания», особенно на участках жил, дренированных какими-либо неоднородностями среды, миарол и полостей с кристаллами минералов, свойственных данному этапу процесса, и т. д. По-видимому, нет необходимости в дополнительной аргументации причин возрастания четкости полосчатых текстур на поздних этапах пегматитового процесса; возникновения «эвтектических» (графических) преимущественно кварц-полевошпатовых структур ранней полевошпатовой стадии и участков графического прорастания кварца с различными минералами, а также возникновения гнездовых и радиально-лучистых минеральных агрегатов в стадию разрушения силикатной структуры.

В интервале пегматитового процесса расплав неизбежно становится все более подвижным и проникающим и все более зависимым от структурно-механических свойств, динамики и кинематики среды, способной сколь угодно локально изменять ход процесса, определяя время и место реализации очередных стадий и этапов процесса, четкость и форму их проявления. В зависимости от локальных условий зон внедрений характер пегматитового процесса, особенно на его поздних этапах, может оказаться резко различным в смежных жильных сериях, их отдельных интервалах и участках жил. Преобладание вертикальной составляющей внедрения в связи с крутопадающими толщами или трещинами в массивных породах обеспечивает резкие перепады давления и температур,

интенсифицирующих режим процессов. Напротив, пологое залегание пластов или трещинных зон и высокая температура среды (например, контракционные трещины в ранних твердых и предкристаллизационных жидких фазах материнских гранитов) стабилизируют режим процесса, способствуя его длительности, а следовательно — четкости и полноте проявления субкритических стадий и этапов. Весьма благоприятно сочетание пластичных пологозалегающих пород с участками слабо трещиноватых массивных (пласты, дайки, штоки и т. п.), создающих жесткую арматуру пластичной толщи и оптимальный режим процесса. Для формирования крупных мезозональных и наиболее продуктивных пегматитовых тел должны быть благоприятны различные структурные ловушки: перегибы простираций складок, ядра небольших антиклиналей, локальные участки массивных пород или их близкое соседство и т. п. Если пегматитовый процесс оптимально совмещает черты магматического и постмагматического, то его расплав должен, с одной стороны, сохранить структуру и состав гранитной магмы, с другой — резко обогатиться компонентами летучих. Очевидно, это предполагает наиболее выгодные сочетания соответствующих компонентов при максимально преобразующей роли комплексобразующего звена молекулярного поля расплава, обеспечивающего его устойчивость при высокой концентрации «летучих».

Из числа главных катионов гранитов в относительно неупорядоченных магматических фазах и затем в пегматитовом расплаве, естественно, должен обособляться калий, в противоположность кальцию, «конкурирующему» с ним в модификационном звене, но тяготеющему к упорядоченным («тугоплавким») фазам, а также натрий — посредник во взаимоотношениях Са и К. Литий изоморфен с Mg, Fe, Mn, Ca, но особенно с Na, а также с Al и Be, обеспечивающими возможность двойственной позиции лития; не изоморфен с калием; испытывает сродство к компонентам комплексных летучих соединений с OH, F, но без S и C, в отличие от Mg, Fe, Mn. Но как и эти последние, литий — организатор чуждой гранитам кремнекислородной («пироксеновой») структуры молекулярного поля, и следовательно — стимулятор обособления «диоритовой» фазы, неизбежно позднемагматической в силу связей лития с Na, Be, OH, F. Таким образом, литиевые пегматиты могут возникнуть лишь при последовательной дифференциации обогащенной летучими магматической серии, первоначальный расплав которой наряду с K, Na относительно обогащен Mg, Fe, Mn, Ca. «Вторая» (неупорядоченная) фаза окажется существенно калиевой, третья — преимущественно натро-литиевой или калий-литий-натровой позднемагматической (пегматитовой или редкометаллогранитной).

В многофазных же калиевых (аляскитовых) «дополнительных» и иных сериях, а значит и в завершающих эти серии натровых фазах, высокие концентрации лития маловероятны.

Из числа второстепенных катионов-комплексобразователей наиболее изоморфны и с кремнием и с алюминием Be, B, P (при отсутствии заметного изоморфизма с другими главными элементами гранитов), в отличие от мышьяка, слабоизоморфного лишь с Si (но изоморфного с Fe); ванадия, изоморфного с Al, Mg; германия — с Si, Fe; серы, слабо изоморфной с Si при четком сродстве к железу, отчасти магнию.

Из анионных компонентов лишь водород обладает сродством к кислороду и в совокупности с ним — к большинству катионов гранитов, тогда как F, Cl только слабо изоморфны с кислородом и менее устойчивы в радикале, отличаясь к тому же меньшим сродством к Na, Al, Be.

В результате главными элементами пегматитового расплава могут быть: 1) K, Na, Li; 2) Si, Al, B, Be, P; 3) O, OH. Высокие концентрации фтора приводят к реализации редкометаллогранитных, грейзеновых и т. п. вариантов позднемагматического периода, быстро сменяющегося постмагматическим.

Следует, очевидно, подчеркнуть определенную обособленность сподуменосодержащих пегматитов в целом. Причем изначальное обособление сразу натро-литиевых («диоритовых») пегматитовых расплавов, на вероятность чего указывают А. И. Гинзбург, В. Г. Хрюкин, С. М. Бескин, допустимо лишь при резких изменениях режима заключительной стадии магматического периода. Возможно поэтому столь редки типично «альбит-сподуменовые» (по Н. А. Солодову, 1962) пегматиты, слагающие преимущественно крутопадающие жильные «свиты», резко вытянутые вдоль крупных линейных разломов вне видимой связи с гранитами; обогащенные железом (в сподумене), но обедненные Be, В, Р и сопровождающиеся значительными экзоконтактовыми ореолами. В большинстве же случаев наряду с литием изначальный пегматитовый расплав обогащен калием и другими главными, второстепенными, редкими и рудными элементами гранитного позднемагматического расплава, в силу чего «диоритовая (сподуменовая)» стадия реализуется уже в ходе пегматитового процесса. Причем с его ранней полевошпатовой стадией в большей или меньшей мере (в зависимости от РТС-условий) смыкаются или предшествуют ей гранит-пегматиты.

#### ФОРМИРОВАНИЕ РАЗЛИЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как следует из классификационной схемы (см. табл. 5, 14), изменения особенностей развития пегматитового процесса закономерно совпадают с изменениями всего комплекса признаков и параметров всех уровней взаимодействия системы магматизм — среда, но наиболее четко в гранитоидах. Со смещением максимума пегматитового процесса от его ранних к поздним стадиям (ситуации I—VII) возрастают длительность и сложность развития гранитоидов, контрастность состава и форм проявления их ранних и поздних фаз и фаций. Так же как и в направлении от кварц-плагиоклазовых к слюдисто-кварцевым этапам максимальной последовательности пегматитового процесса, его общий характер изменяется от ситуации I в направлении ситуации IX от сопоставимого с типично магматическим до сопоставимого с постмагматическим.

В полном ряду ситуаций схемы (I—XII) достаточно резкие качественные различия фиксируются: в ситуации IV в связи с реализацией сподуменовой стадии пегматитового процесса (роль Li) и отчетливостью проявления фазы двуслюдяных гранитов (K), а также ранних плагиогранитов и гранодиоритов (Mg, Fe, Ca); в ситуации VII с вырождением сподуменовой стадии и тенденцией к ее замене «грейзеновыми» минеральными ассоциациями (Be, В, OH, F) в связи с проявлением аляскинтов и мусковитовых гранитов (Na, K) при отсутствии или незначительном проявлении ранних «диоритов»; в ситуации X в смене пегматитовой минерализации (Li, Rb, Cs, с участием Р, Be, В, OH) грейзеновой (Sn, W, В, Be с участием OH, F) и в проявлении мусковит-альбитовых гранитов (Na); в ситуации XI в смене литофильной минерализации халькофильной (роль OH, Fe, S, C) при четком проявлении поздней «диоритовой» стадии (Ca, Mn, Na, Fe) многофазных гранитоидов.

В целом в интервале I—XII ситуаций продуктивность гранитоидов смещается от магматического к поздне-, а затем к постмагматическому периоду при последовательном росте четкости проявления параллельных серий дифференциации и соответственно — числа стадий и этапов магматического периода. При этом в общей последовательности изменения особенностей магматизма, включая реализацию параллельных серий, регулирующая роль принадлежит позднемагматическому периоду.

По-видимому, согласованность всех этих и иных, учтенных классификационной схемой закономерностей с предлагаемым теоретическим обоснованием достаточно корректна и не требует дополнительного рассмотрения. Вполне естественно, в частности, что в ходе дифференциации

одной и той же магмы в зависимости от внешних условий могут резко проявиться одни потенциально возможные стадии и этапы и не проявиться или слабо проявиться другие. Характер реализации одной стадии или этапа неизбежно предопределяет характер реализации последующих.

В критических условиях интервала VII—X даже незначительные изменения режима процесса способны привести при прочих равных условиях к обособлению или магматических фаз, обладающих свойствами позднемагматических (фациальные и жильные гранит-пегматиты, редкометальные граниты), или пневматолитовых, или субкритических пегматитовых, иногда ведущих к образованию уникальных экзотических объектов, в большей или меньшей мере совмещающих черты смежных генетических типов продуктивных производных гранитов. В этих условиях для формирования литиеносных пегматитов необходимы эффективный экран, наличие в нем проницаемых зон, но слабодренированных и со сравнительно небольшими перепадами давлений, что лучше всего обеспечивается пологими пластичными толщами, особенно содержащими пласты массивных пород; для формирования камерных пегматитов необходима реализация существенно калиевой (аляскитовой) серии дифференциации (фаза — субфаза и т. п.) при отсутствии активных разломов и зон проницаемости в пластичных, пологих и маломощных толщах, экранирующих интрузию; то же самое необходимо для формирования редкометальных литиевых гранитов, но в ходе дифференциации «главной» фазы, изначально обогащенной Mg, Fe, Ca наряду с K, Na... Резкие разрядки динамических напряжений кровли, связанные, например, с присутствием хрупких пород, способствуют формированию пневматолитов и т. д.

В заключение следует подчеркнуть, что последовательное изменение состояний относительно неупорядоченных дифференциатов вещества в направлении  $L \rightarrow G$  и связанные с ним изменения состава и структуры молекулярного поля прослеживаются в ходе всего процесса гранитоидной дифференциации — в его каждом периоде, в каждой стадии и этапе, обуславливая в совокупности определенную количественную и качественную концентрацию тех или иных компонентов. Вероятность полной реализации процесса с максимально проявленным флюидным (F1-L или F1-G) состоянием уменьшается от начала к концу каждого этапа, стадии и периода дифференциации, от начала к концу ряда типовых ситуаций каждой триады классификационной схемы и от первой к третьей триаде в целом.

Все сказанное выше касалось общих закономерностей процесса дифференциации, определяемых внешними и внутренними факторами. На предлагаемой основе, однако, можно установить и закономерности концентрации или рассеивания любых рудных или редких элементов, что в самых общих чертах определяется следующими взаимосвязями элементов, тяготеющих к относительно неупорядоченным или упорядоченным фазам последовательных периодов, стадий и этапов дифференциации.

Редкие щелочные катионы (Li, Rb, Cs) изоморфны с главными катионами гранитоидов. Они обладают низкой электроотрицательностью, приводящей их в модификационное звено структуры; испытывают сродство к O, OH, F, к сере сродство полностью отсутствует.

Rbидий, в отличие от лития, четко изоморфен лишь с калием, в силу чего способен к концентрации только в обогащенных калием и летучими алюмокремнекислородных («гранитных») магматических и позднемагматических (пегматитовых и редкометальногранитных) расплавах, фиксируясь по мере кристаллизации этих расплавов в калишпатах и слюдах.

Цезий (подробно см. Недумов, 1971) наиболее изоморфен с K и Rb, отчасти с Na, возможно, с Li, Be; но по сравнению с Li и Rb он образу-

ет более легколетучие соединения, менее электроотрицателен и обладает наибольшим  $R_1$ . Вследствие этого цезий способен концентрироваться в ограниченных количествах лишь в наименее упорядоченных литиеносных пегматитовых расплавах, обогащенных K, Na, Be, P, OH, F. Отчасти он концентрируется в наиболее высокотемпературных пневматолитах совместно с перечисленными элементами.

В ходе пегматитового процесса цезий из-за своих параметров способен к образованию самостоятельного минерала (поллуцита) лишь в конце сподуменово́й и в начале завершающей стадии разрушения силикатной структуры расплава, т. е. до массового обособления флюидно-газовых фаз, обуславливающих рассеивание цезия в слюдах. Короче говоря, образование значительных количеств поллуцита возможно лишь в исключительных условиях развития пегматитового процесса, близких к условиям формирования «уникальных месторождений».

Бор, бериллий, фосфор — высоко электроотрицательны, взаимноизоморфны и изоморфны с Si и Al, т. е. разделяют их структурные позиции, способствуя присутствию в радикале анионов летучих соединений, что обеспечивает концентрацию B, Be, P в позднемагматических расплавах. Бор и особенно фосфор более электроотрицательны, чем кремний и алюминий, образуют легкоплавкие окислы и сравнительно легколетучие соединения с OH, F, Cl. Бериллий менее электроотрицателен, но образует тугоплавкие окислы и более высокотемпературные летучие соединения. В отличие от бора, фосфор изоморфен с серой; бериллий входит в соединения с участием серы и изоморфен с литием. Бор входит в состав преимущественно водных алюмо- и боросиликатов совместно с Mg, Ca, K, Na; бериллий — в водные и безводные силикаты, отчасти фосфаты с Li, Cs, Rb, Na; фосфор — только в состав фосфатов, отчасти бериллатов с Li, Ca, Mg, Na, Fe, Zn, Pb, Cu.

Таким образом, все три элемента в связи с их позициями в радикале и сообразно с главными катионами расплава должны следовать за анионами летучих тем более четко, чем большее значение приобретут последние как стимуляторы дифференциации. При этом бор более растянут по стадиям и этапам процесса (роль Mg, Ca, K, Na), наименее склонен к обособлению в кремнекислородных расплавах и несколько избирателен к обособлению в пневматолитах (преимущественно в связи с OH). В результате бор тяготеет к завершающим фазам магматического периода, к нередкометальным пегматитам и послесподуменовым этапам редкометальных. Бериллий, будучи менее устойчив в радикале и в силу своих изоморфных и химических связей, одинаково способен к концентрации в обогащенных летучими кремне- и алюмокремнекислородных кислых и щелочных расплавах. Он в большей мере тяготеет к неупорядоченным фазам каждой стадии и этапа и в целом — к концу позднемагматического периода, входя в состав преимущественно высокотемпературных флюидно-газовых фаз, и рано переходит при этом в твердую фазу кислородных соединений. Однако, будучи способен, как и фосфор, к вхождению в комплексные летучие соединения с участием серы, бериллий может концентрироваться в относительно низкотемпературных пневматолитах сложного литофильно-халькофильного типа. Основными особенностями фосфора являются: четкость его позиции в радикале расплава, обогащенного летучими, и невозможность фиксирования в этой позиции совместно с Si, Al в твердой фазе. Это и широкое сродство к катионам силикатных и алюмосиликатных соединений обуславливают сохранность фосфора в неупорядоченных фазах расплава (L—F1) до начала стадии разрушения силикатной структуры, что гарантирует длительное присутствие в расплаве компонентов летучих соединений.

Сера, отличаясь неустойчивой и неопределенной позицией в радикале, тяготеет, во-первых, к «диоритовой» стадии в силу изоморфных (P, As, Si, Cl, OH) и химических (Fe, V, Cu, Zn...) связей и, во-вторых, к

обособлению в газовых (флюидных) фазах с соответствующим набором катионов. Невозможность концентрации серы в флюидно-жидких алюмосиликатных производных кислых гранитов определяется особенностями химического средства серы с их главными катионами и ее неспособностью к эффективной посреднической роли в системе кали-натровый расплав — летучие. Концентрация некоторых количеств Fe, As, S в литиеносных пегматитовых расплавах (роль Li, P, Be, Sn) приводит к образованию специфических эндогенных ореолов после сподуменовской стадии этих пегматитов, тем более значительных, чем неупорядоченные, а следовательно, потенциально продуктивнее (P, Be, Rb, Cs, Ta, Sn) был изначальный пегматитовый расплав. Таким образом, сере свойственны узкоспецифические условия концентрации, при невозможности реализации которых она фиксируется в аксессуарных минералах различных магматических этапов и в эндогенных ореолах позднемагматических.

Анионы летучих соединений (OH, F, Cl) при общем сходстве их ролей в процессе дифференциации имеют некоторые различия. Так, концентрация фтора, в отличие от концентрации гидроксила, менее вероятна во флюидно-жидких (алюмосиликатных), нежели в газовых фазах; хлор в наибольшей мере тяготеет к крайним этапам диоритовой стадии.

Тантал и ниобий образуют тугоплавкие окислы, испытывают средство к OH, F, в частности в составе комплексных соединений с участием калия (Цуй Бин-синь и др., 1963); отличаются довольно высокой электроотрицательностью, некоторым изоморфизмом с алюминием (Кузьменко, 1961, 1963) и значительным изоморфизмом с Ti, Zr, W, Sn, что предопределяет их преимущественное рассеивание в аксессуарных минералах магматического периода и возможность концентрации в щелочных и пегматитовых расплавах. В последних тантал и ниобий фиксируются в основном в стадию разрушения силикатной структуры и в критических фазах любых стадий и этапов процесса, допускающих образование окислов. Из-за большего изоморфизма ниобия с магнием (косвенно с кальцием) и железом, а тантала — с марганцем при его большем средстве к В, OH, F отношение Ta:Nb возрастает в процессе дифференциации.

Олово и вольфрам образуют тугоплавкие окислы, легкоплавкие и летучие соединения с F, OH, Cl, изоморфны с железом, испытывают сравнительно слабое средство к сере (в основном олово). Все это предопределяет их концентрацию на заключительных этапах магматической дифференциации и обособление во флюидных фазах, более близких к газовому, нежели к жидкому состоянию. Однако олово изоморфно с Ge, V, Zr, Mg, тяготеет к водным алюмосиликатам и боратам, обладает большим средством к сере, что позволяет ему концентрироваться, с одной стороны, в наиболее неупорядоченных литиеносных пегматитовых расплавах, с другой — в пневматолитах с участием серы.

Молибден, в отличие от Sn и W, характеризуется преимущественным средством к сере и OH; изоморфен с W при отсутствии четких изоморфных связей с главными катионами силикатных и алюмосиликатных расплавов, что и предопределяет промежуточные особенности его концентрации в пневматолитах.

Медь и другие халькофильные элементы четко изоморфны с главными катионами кремнекислородных расплавов и практически неизоморфны с катионами кремнеалюмоокислородных; слаболетучи в соединениях с F, OH, но весьма охотно входят в высокоподвижные сернистые соединения. Все это исключает возможность заметной концентрации халькофильных элементов в пегматитовых кислых и щелочных расплавах.

Не продолжая рассмотрения особенностей поведения отдельных элементов, можно утверждать, что, используя данные о характере химических и изоморфных связей элементов в различных полях взаимодей-

ствий, можно определить пути любого элемента в любых конкретных вариантах магматического процесса в зависимости от особенностей реализации его последовательных периодов, стадий и этапов. Один из важнейших аспектов такого анализа связан с выяснением позиций второстепенных катионов-комплексобразователей и особенностей реализации позднемагматического периода. Так, в пегматитовом расплаве наряду с концентрацией Be, B, P, OH возможна концентрация Li, Rb, Cs, Ta, Nb, отчасти Sn, F, но не S, C, Fe, Mg, W, Cu, Pb, Zn, Hg, Sb; в высокотемпературных пневматолитах (флюидах) — производных лейкократовых и аляскитовых фаз: Sn, W, отчасти Mo, Ta, Nb наряду с B, Be, OH, F, но не Li, Rb, Cs, Pb, Cu...; в производных «диоритовой» стадии: Fe, Cu, Zn, Pb, Mo, OH, F, Cl, отчасти Sn, но не W, Li, Be, P...; при щелочном (сиенитовом) варианте той же стадии: Nb, TR, Zr, P, Be, F, OH, отчасти Li, Ta, но не W, Cu, Zn... и т. д. Естественно, что, например, минеральные ассоциации «грейзенового типа» и различные метасоматиты, завершающие формирование пегматитов, значительно отличаются своей рудной специализацией от таковой собственно грейзеновых и метасоматических месторождений, и в тем большей степени, чем отчетливее проявлены специфические черты пегматитового процесса. Но в переходных условиях в слюдоносных пегматитах заметно концентрируются: Li, Rb, Cs, Be; в натро-литиевых Sn; в пневматолитах Ta, Nb, Li, Cs или наряду с W, Sn—Cu, Fe, Zn... В пограничных ситуациях (III, VII, X, XI) условия развития магматизма способны обеспечить формирование высокопродуктивных уникальных месторождений, совмещающих в себе черты смежных генетических типов. Наибольшая продуктивность таких совмещений свойственна ситуациям с максимально длительным контрастным и критическим развитием магматического и позднемагматического периодов (VII—XI). Их реализация сопряжена с наибольшим числом разномасштабных и нередко противоречивых условий, в связи с чем и является уникальной.

Опираясь на классификационную схему и ее теоретическое обоснование, наверное, можно проводить целеустремленное разномасштабное прогнозирование территорий, поиски, оценку и разведку месторождений. Однако приведенные обоснования касаются лишь двух основных уровней взаимодействий системы магматизм — среда: становления гранитных массивов (магматический период дифференциации) и формирования их производных (поздне- и постмагматические периоды), что совершенно недостаточно без учета закономерностей и причин «изначальной металлогенической специализации регионов». Последнее связано с более широкими аспектами развития системы на уровнях общего развития магматизма данного региона и формирования гранитоидных очагов в его различных структурных областях, а в связи с этим и с необходимостью значительно более широких и общих физических представлений о закономерностях развития вещественных систем.

# МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ РЕГИОНОВ

Если металлогеническая специализация регионов зависима от особенностей развития тектоно-магматических циклов, т. е. корового слоя, представляющего один из уровней взаимодействий планетарной системы, то рассмотрение основных закономерностей ее развития в целом должно служить неременной основой любых региональных металлогенических исследований. Постановка, объем и разносторонность таких исследований, естественно, не могут быть темой настоящей работы. Но высказать некоторые общие соображения по этой проблеме в плане проводимых системных исследований представляется возможным и целесообразным.

## ОБЩИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

В качестве исходных принимаются следующие положения, характеризующие в самых общих чертах структуру и состав планетарной системы. Помимо атмосферы она состоит из трех зон, некоторые параметры которых приведены в табл. 20 (по Б. Гутенбергу, 1963; В. В. Бело-

Таблица 20

Зона	Слой	Глубина, км	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Доля объема	Масса, 10 <sup>28</sup> г	Доля массы
Кора	Осадочный	0—5	2,5			
	Гранитный	5—20	2,6—2,7	1,55	5	0,8
	Базальтовый	20—33	2,8—2,9			
Мантия	В	33—400	3,3—3,6	16,67	62	10,4
	С	400—1000	3,6—4,6	21,31	98	16,4
	Д	1000—2900	4,6—5,6	44,28	245	41,0
Ядро	Е	2900—5000	9,4—11,5	15,6		
	Ф	5000—5100	11,5—12,0	0,23	188	31,5
	Г	5100—6371	12,0—12,3	0,76		

усову, 1966; В. В. Кесареву, 1967, и др.). Примечательна трехслойность каждой зоны, включая атмосферу.

Границы слоев и зон, рассматривавшиеся ранее как границы разного состава, ныне определяются и как (или только как) границы переходов, связанных с изменениями состояния и структуры вещества как на молекулярном, так и на атомном или даже ядерном уровне.

В целом вещество зон находится в твердом состоянии. Но помимо гидросферы в осадочном слое существуют водные растворы; в верхней мантии (слой В) — астеносфера с волноводом, в котором вещество обладает высокой текучестью и минимальной вязкостью; внешний слой ядра (Е) также характеризуется как «жидкий». Граница осадочного и гранитного слоев коры сравнительно постепенная; гранитного и базаль-

того (поверхность Конрада) — более резкая, но гранитный слой отсутствует под океанами. В сравнении с поверхностью Мохоровичича рельеф поверхности Конрада значительно сложнее, будучи зависим от структурных особенностей областей и даже зон коры.

По данным ГСЗ, континентальная кора имеет сложное членение, связанное с фациями метаморфизма (Ризниченко, Косминская, 1963, и др.). Снизу вверх выделяются слои: эклогитовый (плотность 3,4—3,6 г/см<sup>3</sup>, безводный, безщелочной, резко обедненный SiO<sub>2</sub> с ведущей ролью Mg, Ca, Fe); гранулитовый (плотность 2,9—3,0 г/см<sup>3</sup>, воды 0,35%, господство основных плагиоклазов, вынос щелочей); амфиболовый — область формирования палингенных гранитов (средняя плотность 2,7 г/см<sup>3</sup> при плотности гранитов 2,6 г/см<sup>3</sup>, воды 1—2%, присутствие различных силикатов и алюмосиликатов); зеленосланцевый — преимущественно с интрузивными гранитами (плотность 2,8 г/см<sup>3</sup>, воды 4%, кислые плагиоклазы, слюды, кварц и др.).

Переход эклогит→базальт, возможность которого предполагается в подошве коры, происходит с 10—20%-ным изменением объема практически лишь под воздействием давления, величина которого при переходе базальт→эклогит должна превышать литостатическую по крайней мере на 10 кбар (Соболев, 1964; Добрецов, 1964, и др.). Геофизически эклогиты неотличимы от вещества верхней мантии, вследствие чего при переходе основных пород в эклогиты раздел Мохо мигрирует вверх. В то же время гранито-базальтовые «корни гор» (по Эри) резко вдаются в мантию на десятки километров.

Основные особенности слоя В определяются существованием волновода, непостоянного по мощности и глубине залегания в связи с крупнейшими структурными элементами коры. Под океанами максимальный интервал глубин залегания подошвы и кровли волновода соответственно 50 и 400 км, под континентами — 100 и 250 км при наименьшей мощности и четкости под платформами и особенно щитами (Белоусов, 1966). Утолщения и выступы волновода соответствуют современным активным поднятиям (Woollard, 1959). В целом слой В генерирует огромные объемы базальтоидов. Если он имеет эклогитовый состав, то обособление базальтоидов — результат простого фазового перехода, связанного с разуплотнением эклогитов и вертикальными движениями блоков коры. Однако принятие этой гипотезы затрудняют: невозможность существования эклогита под океанами (низкие давления), отсутствие в нем компонентов воды, недостаточная интенсивность теплового потока в связи с формированием базальтоидов и крайняя редкость в их составе эклогитовых включений, в отличие от весьма однородных по составу перидотитовых. С представлениями о выплавлении базальтов из последних согласуются различия их состава, зависящие от величины давления (при малых глубинах или резких спадах давления характерны повышенные количества SiO<sub>2</sub> и отсутствие ортосиликатов в базальтоидных выплавках; Kushiro, Kuno, 1963).

Слой С (слой Голицына) — переходный с быстрым и неравномерным нарастанием сейсмических скоростей, заканчивающимся на границе слоя D. Для последнего характерны однородность, медленное и равномерное нарастание сейсмических скоростей и плотности, коррелируемых с ростом давления при твердом состоянии вещества. Но при этом не исключается дифференцированность слоя D (Birch, 1954). С волноводом и слоем Голицына связаны очаги землетрясений. Согласно В. В. Белоусову, слои В и С объединяются понятием «тектоносфера», основное значение в жизни которой придается слою Голицына как главному источнику энергетических ресурсов системы кора — мантия, высвобождающихся при фазовых переходах.

В ядре, судя по основным параметрам, выделяемые слои функционально могут соответствовать таковым мантии, т. е. слой E — слою В,

F—C, G—D. Предполагаемый состав ядра или никелево-железный, или аналогичный мантии, но в ином (возможно, металлическом) состоянии вещества при большем или меньшем участии водорода. Давление на периферии ядра — 1,3—1,4, в центре — 3—4 млн. атм. Возможная температура — от 2000 до 10 000° C, но если ядро железное, то не более 3500° C в центре (Гутенберг, 1963; Кесарев, 1967, и др.).

Известно, что общие энергетические потери (излучение энергии) планетарной системы составляют порядка  $2-4 \cdot 10^{20}$  кал/год (Люстих, 1959; Гутенберг, 1963). Кора охлаждается, а мантия и ядро, как полагают, в настоящее время разогреваются. Объем гидросферы Земли непостоянен: уменьшается в одни и возрастает в другие эпохи, достигая максимумов, по-видимому, в начале крупных тектоно-магматических циклов. В развитии последних ведущая роль, очевидно, принадлежит вертикальным движениям коры, полная амплитуда которых достигает 25 км в течение цикла при максимальной интенсивности (превышающей по крайней мере в 3—6 раз среднюю) в его начале и конце (Ронов, 1961). Но наряду с вертикальными не менее эффективна роль и горизонтальных движений, доказательством чему служат дрейф континентов и расширение акваторий современных океанов, начавшиеся с узких рифтовых зон. Примечательно и отсутствие в нынешнюю эпоху достаточно широко распространенных типов коры, промежуточных между континентальной и океанической, причем обособленные блоки «гранитной» коры в пределах океанов, вероятно, могут рассматриваться как обломки континентов. Все это в какой-то мере находит объяснение в гипотезе расширяющейся Земли.

Вместе с тем наряду с эпохами растяжения коры, связанными преимущественно с начальными этапами тектоно-магматических циклов, на их заключительных этапах существуют эпохи сжатия, складчатости, формирования крупных надвигов и шарьяжей. Следует вновь подчеркнуть планетарную синхронность начала тектоно-магматических циклов, их различия и необратимость процессов развития Земли.

Заканчивая весьма краткий и общий перечень особенностей планетарной системы, отметим решающее, на наш взгляд, значение разработанных В. В. Белоусовым (1966) представлений о связи тектоно-магматических процессов с дифференциацией мантии, приводящей к обособлению относительно менее плотного базальтоидного вещества «астенолитов» и более плотного вещества «антиастенолитов». Первое поступает в область коры, второе мигрирует к нижним горизонтам мантии. По-видимому, развитие планетарной системы в целом следует рассматривать по крайней мере на четырех последовательно взаимосвязанных уровнях: ядро — мантия, мантия — кора, кора — атмосфера, атмосфера — внешняя среда, из которых два первых определяют эндогенную металлогеническую специализацию регионов, следующий уровень связан с формированием осадочных и экзогенных месторождений. Очевидно также, что затрагиваемые аспекты развития геологической системы вынуждают к постановке вопроса о самых общих особенностях развития любых физических систем.

В предыдущих разделах в этом плане был выделен ряд положений, из которых наиболее важными представляются следующие.

1. Любое однородное вещество в любом состоянии есть поле взаимодействий, существо которых определяется свойствами частиц поля данного структурного уровня.

2. Взаимодействия, направленные и вовне и внутрь данного структурного уровня, выражаются в передаче, с одной стороны, энергии, с другой — некой информации, соответственно дезорганизующих и организующих структурные порядки полевого континуума. Существо первого — в тепловом движении частиц, их взаимоотталкивании, адекватном отрицательному («внутреннему») давлению, что находит выражение в

росте энтропийной функции состояния; существо второго — в покое и эффективности проявления внутренних свойств частиц, их взаимопротяжении, адекватном положительному («внешнему») давлению и выражающемся в росте эргодийной (антиэнтропийной) функции состояния.

3. Направленность всякого процесса, т. е. его причинность, с позиций термодинамики определяется последовательным рассеиванием энергии вовне данного относительно обособленного поля от его ядерного (нуклонного) через атомно-молекулярные к внемолекулярному фотонному уровню взаимодействий. Первый является наиболее внутренним, последний — наиболее внешним из всех известных структурных уровней материи.

4. Во взаимосвязанном самопроизвольном развитии понятие «система» в рамках термодинамического поля определяется процессом взаимодействий, в ходе которых одна часть системы (объект) отдает, другая (среда) — поглощает энергию.

5. В термодинамическом поле Н. И. Кобозева (см. фиг. 34) самопроизвольные процессы системы могут быть эквивалентно зафиксированы: и как уплотнение молекулярного поля объекта в направлении нулевой точки координат единого поля взаимодействий (уменьшение  $\angle\alpha$ , рост  $\eta$ ,  $\Delta E < 0$ ,  $\Delta S < 0$ ), и как разуплотнение молекулярного поля среды в противоположном направлении (увеличение  $\angle\alpha$ , уменьшение  $\eta$ ,  $\Delta E > 0$ ,  $\Delta S > 0$ ). Но при этом эргодийная направленность процесса отрицательна, ориентирована внутрь нулевой точки координат единого поля, эффективно выражаясь лишь в изменении скалярных величин векторов. Вектор  $\vec{f}$  всегда имеет отрицательную направленность ( $\Delta F < 0$ ) и реально существует лишь в межполярном интервале. Зависимость энтропийной (поступательной в векторном выражении) и эргодийной (ретроспективной) направленностей изменений состояний вещества системы выражают причинно-следственную зависимость ее метрики.

6. Любая реальная система в целом является объектом более общей системы. В сложной последовательности многоступенчатой системы взаимодействий: объект — среда, (объект — среда) — среда, [(объект — среда) — среда] — среда и т. д. каждая более общая система является более внешней, например в последовательности: земное ядро — мантия, (ядро — мантия) — кора, [(ядро — мантия) — кора] — атмосфера и т. д. Проявлением самопроизвольного (поступательного) развития любой системы является дифференциация вещества ее объекта и интеграция вещества среды. При дифференциации вещества данного структурного уровня его относительно упорядоченная часть поступает на более внутренний, а менее упорядоченная — на более внешний уровень сложной системы. Поступление любых дифференциатов объекта в область среды есть акты привноса (форма привноса) энергии и совершения отрицательной работы на «броуновском» пути развития среды, ведущей к ее разуплотнению за счет энергии  $e \cdot \vec{f}$ , и акт упорядочения поля объекта, ведущий к его уплотнению за счет положительной работы на «векторном» пути.

7. При условии  $E = \text{const}$  рост эргодии ведет к увеличению скалярной величины вектора  $\vec{f}$ , рост энтропии — к увеличению энтропийной поверхности. В пределах:  $\angle\alpha = 0^\circ$ ,  $\eta = 1$ ,  $E = -F$  в метрическом поле объекта;  $\angle\alpha = 90^\circ$ ,  $\eta = 0$ ,  $E = +TS$  в поле среды. С ростом  $m \cdot v$  (среда при  $\sum v \rightarrow \rightarrow c$ ) и его эквивалентном уменьшении (объект при  $\sum v \rightarrow 1$ ) экстремальные и практически недостижимые состояния объекта и среды характеризуются соответственно величинами полной энергии  $E = M$  и  $E = mc^2$ , где  $M$  — общая масса покоя ядерных частиц, а  $m$  — общая полевая масса фотонных. Отсюда в экстремумах абсолютные величины  $M = -F$  и  $mc^2 = E = TS$ .

По-видимому, модель термодинамического поля Н. И. Кобозева при ее более широкой физической интерпретации может служить основой анализа развития любой, в том числе планетарной, системы объект — среда. Но в таком случае необходимо обратиться прежде всего к существованию фундаментальных физических понятий: массы, энергии, пространства, времени, частицы, волны, поля и их взаимосвязей. И здесь сразу же возникнут серьезные затруднения.

Начнем с того, «что физике сегодняшнего дня неизвестно, что такое энергия» (Фейнман и др., 1965, т. 1, стр. 73). В еще большей мере это относится к массе, особенно к ее части, характеризуемой как масса покоя. Определяется масса из законов динамики из соотношения  $E=mc^2$  через вес, гравитацию, инерцию (ускорение). Любой массе покоя соответствует определенная частота ( $\nu$ ).

Энергия и масса, ускорение и тяготение (инертная и гравитационная масса или вес) — тождественны, согласно принципам эквивалентности, соответственно специальной (СТО) и общей (ОТО) теории относительности и могут быть взаимно скомпенсированы. Оба принципа, по мнению П. Г. Карда (1973), составляют основу теории относительности (ТО). В ее фундаментальном уравнении масса и энергия отличаются лишь множителем  $c^2$ , и если принять  $c=1$ , то  $E=m$ . Однако ни одна теория не может объяснить существование соотношений:  $E=m$  и  $\nu$  и  $E=mc^2$ .

«Смысл этой троицы все еще находится в глубокой тайне» (Бриллюэн, 1972, стр. 56). Очевидно лишь, что скорость, имеющую размерность длительности (время) и протяженности (пространство), допустимо рассматривать как некий коэффициент, определяющий эффективные различия массы и энергии. В сопоставлении же последних, по мнению Е. Л. Сегаль (1969), существуют лишь две возможности: приравнять одну меру свойств материи — меру инерции и гравитации (массу) — к другой мере ее свойств — к движению (энергии); приравнять одно состояние материи (энергию) к ее другому состоянию (массе). Из всего этого вытекает единое, но дуалистическое понятие «масса-энергия».

Аналогично вместо классических понятий длительности (времени) и протяженности (пространства) — метрической основы развития любой системы — в современной физике принято единое понятие интервала:  $S=c^2T^2-l^2$ , в котором разница в знаках пространственного ( $l$ ) и временного ( $T$ ) членов «выражает различную природу пространства и времени» (Омельяновский, 1973, стр. 23). Однако, как подчеркивает Дж. Синг (1973, стр. 51), «мы никогда не будем беседовать с вами о пространстве и времени порознь, так, словно мы даже и не знаем смысла этих слов».

Элементарной конструктивной единицей интервала является «событие», уподобляемое понятию точки в геометрии. Совокупность всех событий или «мировых точек» в жизни (движении) данной частицы (объекта) выражается «мировой линией», совокупность которых есть общая четырехмерная пространственно-временная конструкция мира. Описываемая в трехмерных координатах в виде сопряженных вершинами осесимметричных «нижнего» (прошлое) и «верхнего» (будущее) «световых конусов», образующие которых есть «нулевые мировые (геодезические) линии» фотонов, фиксирующих «горизонт событий», эта конструкция выражает структурные соотношения (связи) событий и смену состояний участвующих в них объектов. Она является «наиболее фундаментальным результатом взаимодействий огромного числа микросистем» (Владимиров, 1974, стр. 217). Иными словами, «сама материя в ее движении и тем самым во взаимодействии ее элементов определяет свою пространственно-временную форму» (Александров, 1973, стр. 133).

Любые взаимодействия: слабые (распадные), сильные (ядерные),

электромагнитные (зарядовые) и гравитационные — выражаются в передаче энергии (импульса) в рамках соответствующих силовых полей, природа которых, однако, в значительной мере остается неясной, особенно в слабых и гравитационных взаимодействиях. Известно, что гравитация и электромагнетизм обладают свойством убывать обратно квадрату расстояния, в отличие от сильных и слабых взаимодействий. Вместе с тем с учетом представлений о мезонном обмене в сильных взаимодействиях их поле также «должно изменяться с расстоянием от источника как  $1/r^2$ , т. е. в точности, как электрическое» (Фейнман и др., 1966, т. 6, стр. 322), но это трудно сопоставимо с элементарными размерами ядерного поля ( $\sim 10^{-13}$  см). Предполагается, что, подобно электромагнитному, гравитационное поле квантуется, но попытки регистрации его волн и частиц остаются неубедительными. В отличие от электромагнитного, гравитационное поле проникает внутрь любого тела, действуя на все его части пропорционально их массе, т. е. оно как и поле сильных взаимодействий всегда направлено к элементарным центрам, т. е. внутрь вещественных конструкций, тогда как электромагнитные (зарядовые) взаимодействия: на ядерном уровне — вовне, на атомно-молекулярном — внутрь, на внеатомном (фотонном) — вовне; слабые — только вовне нестабильных частиц. При этом направление вовне соответствует росту беспорядка и рассеиванию энергии, направление внутрь — росту порядка и концентрации массы.

Размерность (метрика) взаимодействий зависима от скорости передачи сигнала (импульса) в поле сил, что следует, например, из равенства  $v = \lambda/T$ , где  $\lambda$  — длина волны (расстояние между периодически повторяющимися событиями),  $T$  — ее период (время между регистрацией этих событий), и из равенства  $\lambda v = c$  ( $v$  — частота волны), из которого следует, что если  $\lambda$  сопоставима длительности и непрерывности, то  $v$  — протяженности и прерывности (времени). Направленность метрики определяется последовательностью событий, из которых предыдущее воздействует на последующее (причина и следствие). Любая пространственно-временная структура и ее метрика, выражающая при любых взаимодействиях эффективность движения материи, есть «причинно-следственная структура, взятая лишь в соответствующей абстракции» (Александров, 1973, стр. 132).

Наряду с законами эквивалентности в основе ТО лежат представления о постоянстве скорости света, недостижимой для любых частиц, обладающих массой покоя, и о равноправности всех инерциальных систем отсчета, связанных преобразованиями Лоренца, из которых «вытекает не только объективно относительный характер длины, но и объективно относительный характер течения времени» (Гольденблат, 1972, стр. 14). Взаимосвязанные скоростью в понятии интервала пространственно-временные параметры зависима от поля гравитации или ускорения так, что наблюдаемое в разных инерциальных системах движение одного и того же объекта может фиксироваться как равномерное и как ускоренное. Соответственно с ростом массы (поля гравитации) или ускорения данной системы ее зависимое время, регистрируемое атомными часами (абсолютными в данной системе), замедляется, поскольку при принятии скорости света за единицу  $E = m = h\nu$ , а  $v = m/h$  или  $v = E/h$ , где  $h$  — постоянная Планка (Пенроуз, 1972). Если зависимое время объекта, движущегося относительно наблюдателя,  $t_1 = p$ , то в системе отсчета наблюдателя оно равно  $t_2 = kp$ . И чем большее ускорение получил объект относительно наблюдателя, тем короче  $t_1$  и больше  $t_2$ . Для фотона  $t_1 = 0$  (точнее, оно равно элементарной, т. е. неизмеримой внутри себя, единице), но  $t_2 \rightarrow \infty$ . Все эти зависимости определяют существо «парадокса часов» ТО (Синг, 1973).

Но ускорение, эквивалентное гравитационному воздействию, связано с увеличением расхода (высвобождения) энергии «свободного» объекта,

т. е. с относительно ускоренным изменением его наблюдаемых состояний и мировой линии (Гольденблат, 1972). Следовательно, как подчеркивает А. Д. Александров (1973), относительность всех наблюдаемых форм, событий, процессов и метрик зависима от абсолютного — от материи, т. е. от массы-энергии — фундаментальной основы всего реального.

В классической физике волны — это возмущения среды, при которых частицы, конструирующие среду, не связаны с волнами, переносящими энергию, но не массу. Квантовая механика объединяет идею поля, волн поля и частиц в единое целое, несущее и энергию, и массу (импульс). Частица есть квант поля — элементарная единица импульса, несомого волной. Их неразрывная совокупность определяет сущность поля. Произведение импульса на скорость его переноса есть полная энергия и частицы, и поля.

Уравнения де Бройля:  $\lambda = h/mv$ ,  $E = nh$ ,  $p = nhk$ , описывающие волну и частицу ( $K = 2\pi/\lambda$ ,  $n$  — целое число), соотношения неопределенностей Гейзенберга:  $\Delta x(y, z) \cdot P_{x(y, z)} \geq h$ ,  $\Delta t \cdot (E_2 - E_1) \geq h$ , где  $\Delta x(y, z)$  — изменения координат,  $\Delta t$  — времени,  $E_2 - E_1$  — энергии, и уравнения Эйнштейна для фотона:  $p = hv/c$ ,  $E = hv$  — указывают не только на нерасторжимость корпускулярных и волновых аспектов материи и ее пространственно-временных форм существования, но и на нерасторжимость этих понятий с понятиями массы и энергии. Причем истинный смысл кванта действия ( $h$ ), по определению де Бройля, заключен в том, чтобы служить «соединительной черточкой» между корпускулярной и волновой сторонами элементарной единицы вещества и излучения, устанавливая прерывность актов непрерывного развития, т. е. метрику поля взаимодействий — пространственно-временной формы существования (движения) материи. При этом «то дискретное реальное, которое, как ожидал Б. Риман, ответственно за метрику, является квантовомеханической закономерностью развития атома и молекулы» (Владимиров, 1974, стр. 287), определяющей элементарные интервалы развития, связанные с квантованным излучением.

Как область проявления корпускулярно-волновых свойств материи поле взаимодействий «в известном смысле непрерывно переходит в частицу, и невозможно с абсолютной точностью определить ту границу, где кончается собственно поле и начинается частица» (Мелюхин, 1964, стр. 151), т. е. одно существует через другое. «Объединение корпускулярных и волновых аспектов в квантовой механике очень напоминает введение иррациональных и мнимых чисел в математике или понятие интервала в теории относительности... Однако на смену формальной выступает диалектическая логика, которая может показаться и действительно представляется рассудочному мышлению иррациональной, хотя на деле в логическом плане она безупречна» (Омельянский, 1964, стр. 141). Действительно, ядром диалектики, как подчеркивал В. И. Ленин, является закон единства противоположностей: «Разделение единого и познание противоречивых частей его... есть суть... диалектики» (Полн. собр. соч., т. 29, стр. 316).

В описании любых колебаний современная физика оперирует понятиями квазичастиц, экситонов (фононов, поляронов, плазмонов, ротоннов и т. д. — в зависимости от природы возбуждения квазичастиц) и эффективной массы, физический смысл которых одинаково применим к любым состояниям вещества (Агранович, Лифшиц, 1967).

Квазичастица — это любая частица или совокупность частиц, представляющих элементарную конструктивную единицу данного структурного уровня взаимодействий (атом, молекула, макромолекула и т. д.), рассматриваемые как слитное целое, без учета их внутреннего строения и энергетических параметров (Готт, 1969). Эффективная масса соответствует увеличению полной (тяжелой) массы квазичастицы и всего вещества, находящегося в возбужденном состоянии, например, за счет теп-

ла:  $\Delta Q = \Delta(Mc^2)$ , где  $M$  — масса покоя (Тер-Хаар, Вергланд, 1974). Экситон является носителем эффективной массы квазичастиц данного поля. Любое возбуждение передается квазичастицами в виде волн, несущих массу-энергию возбуждения. «Макротело можно рассматривать как нечто аналогичное полю, как квазиполе, причем всегда возбужденное, а это значит, что и любую частицу макротела нужно рассматривать вместе с полем, т. е. с какими-то волнами его возмущения» (Готт, 1969, стр. 29—30). Экситоны, как и фотоны, не обладают массой покоя, определяются как кванты полей, образуемых, однако, не электромагнитными, а упругими или иными колебаниями. Фотоны могут существовать при отсутствии вещества (объекта, обладающего массой покоя), экситоны — только в веществе. Согласно всеобщему принципу единства среды и объекта, в одном случае средой является сложное квазиполе, в другой — «истинное» поле, в котором фотон, очевидно, является и средой, и объектом. Соответственно фотону свойственна одна скорость ( $v=c$ ), экситонам — разные ( $I < v < c$ ); фотоны — «истинные» частицы, экситоны — неразрывно связаны с квазичастицами.

Лишенное эффективной массы (или ее доли, определяющей данный структурный уровень) «основное» состояние данного вещества предполагает отсутствие взаимодействий между квазичастицами, характеризующимися лишь массой покоя, а следовательно, оно предполагает и «исчезновение» данного квазиполя. Но квазичастицы исчезнувшего поля сохраняют свое внутреннее поле с эффективной массой, реализующейся в новом квазиполе или квазиполях (при дифференциации исходного) с иными квазичастицами и структурой их взаимодействий. Иными словами, любой сложный объект в принципе можно описать как ряд последовательных квазиполей или структурных уровней взаимодействий в рамках многоступенчатой системы объект — среда. Причем полярные пределы этой системы находятся в состоянии электромагнитного поля, где-то внутри нуклона, или, может быть, в состоянии гравитационного поля с его гипотетическими гравитонными частицами?

А. Эйнштейн (1965) разделял физическую реальность на метрическое поле (гравитацию), с одной стороны, и на электромагнитное — с другой, полагая, что в тяготении, воплощаемом в понятии массы, проявлена прерывность пространственно-временной структуры мира. Несмотря на незавершенность идеи сведения электромагнетизма наряду с гравитацией к геометрии пространства-времени, очевидно, что возникновение электромагнетизма как-то связано с рассеиванием энергии через ряд последовательных межполярных уровней вещественных состояний материи к ее полярному состоянию электромагнитного поля. Протяженность последовательных уровней сопоставима с эффектом энтропийного (бруновского) пути процесса взаимодействий, направленного вовне вещественных конструкций; прерывность этого пути сопоставима с противоположной (эргопийной) тенденцией концентрации массы, направленной внутрь (векторный путь) ядерного поля вещества. Взаимосвязанность обеих тенденций, т. е. непрерывного (континуального) и прерывного (корпускулярного), определяет метрику и реальность взаимодействий, в которых акт высвобождения энергии является причиной, а концентрации массы — следствием поступательного развития. Соответственно элементарный квант действия выражается в причинном акте высвобождения  $\gamma$ -кванта, следствием которого является падение электрона на более внутреннюю орбиту. Формально пределом поступательного развития на элементарном уровне при  $E_0 \rightarrow 0$  в таком случае, очевидно, будет изучение  $\gamma$ -кванта с  $\lambda \rightarrow \infty$  (поскольку  $\lambda v = \text{const}$ ,  $h\nu = E$ , но  $h \neq 0$ ) и  $K$  — захват электрона протоном.

Из уравнений:  $\lambda v = c$ ,  $p = h/\lambda$ ,  $p = hv/c$ ,  $E = hv$ ,  $E = hc/\lambda$ ,  $T = I/\lambda$ ,  $T = \lambda/c$ ,  $\lambda = h/mv$  и из соотношений В. Гейзенберга следует, что с уменьшением  $\lambda$  увеличиваются корпускулярные свойства объекта (сопоставимые

концентрации его массы), с уменьшением  $v$  (сопоставимом рассеиванию энергии) — наоборот; что с неограниченным уменьшением области локализации (длины волны) объекта его кинетическая энергия и полная масса стремятся к бесконечности, а при неограниченном увеличении — к нулю (Марков, 1970). Но оба полярных экстремума ( $\lambda \rightarrow 0$  и  $v \rightarrow 0$ ) предполагают отсутствие дискретности (размерности) в связи с отсутствием или элементарностью одной из составляющих пространства-времени. Следовательно, они предполагают неразличимость понятий объекта и среды, начала и конца, нуля и бесконечности и любых иных противоположных аспектов развития материи, т. е. ее реально недостижимое безразмерное и равновесное «основное» состояние.

На световом пределе, не запрещенном термодинамикой, масса покоя системы равна нулю, а полевая масса (энергия), объем и энтропия стремятся к бесконечности при  $v \rightarrow 0$ . Противоположное же состояние полного покоя соответствует термодинамически запрещенным условиям  $0^\circ \text{K}$ ,  $S=0$ , нулевой энергии (предполагается, что  $E_0 = hv/2$  за счет квантового эффекта «остаточного» движения) при стремящейся к бесконечности плотности и соответственно удельном весе вещества и  $\lambda \rightarrow 0$ . Г. Б. Бокий (1963) полагает, однако, возможным достижение этого предела с помощью высоких давлений и температур, близких к  $0^\circ \text{K}$ . В принципе такой эффект допускают А. Ф. Капустинский и Н. И. Кобозев. Но Н. И. Кобозев (1968) указывает на необходимость практически неосуществимых бесконечно больших давлений.

Между тем подобные условия, видимо, осуществляются в процессах гравитационного коллапса звезд, закончивших свою эволюцию, связанную с излучением энергии в ходе ядерного синтеза: от водорода к гелию, затем к углероду, кислороду, кремнию и наконец к железу (Клейтон, 1969).

Предполагается, что по мере выгорания очередного элемента звезда расширяется, но ее ядро сжимается и нагревается за счет «гравитационной энергии» согласно теореме вириала:  $3 \int (P/\rho) dM + \Omega = 0$ , где  $M$  — абсолютная звездная величина,  $P$  — давление,  $\rho$  — плотность,  $\Omega$  — энергия, высвобождающаяся при сжатии вплоть до критического состояния, удовлетворяющего возникновению следующей реакции синтеза, и т. д. (Тейлер, 1973). Критические ситуации соответствуют катастрофическим (революционным) процессам, разделяющим периоды эволюционного перемещения звезд в пределах диаграммы «спектральный класс — светимость»: возникновению переменных звезд, вспышкам «новых» и другим явлениям, которым свойственны мощные выбросы вещества (большая часть «тяжелых» элементов, конструирующих планетные системы, видимо, синтезирована в звездах) и высвобождение энергии, значительно превышающее свойственное эволюционным процессам (Агекян, 1970). Завершающим революционным этапом в жизни звезды считается взрыв «сверхновой» и возникновение на ее месте пульсара (нейтронной звезды) с радиусом, не превышающим 5—7 км, или белого карлика при массах, соответственно больших или меньших предела Чандрасекхара: 1,26 массы Солнца (Кукаркин, 1967; Шкловский, 1970; Зельдович, Новиков, 1971; Тейлер, 1973; Чандрасекхар, 1974).

Сила, препятствующая возникновению нейтронных звезд и их коллапсу в собственном гравитационном поле, согласно Л. Д. Ландау, создается давлением электронов. В период, предшествующий их возникновению, ядро звезды состоит из «вырожденного» вещества, характеризующегося как близкий к идеальному протон-нейтрон-электронный газ, давление которого мало зависит от роста температуры вплоть до ее критической величины, приводящей к взрыву сверхновой и образованию нейтронной звезды, вещество которой характеризуется уже как сверхплотная, сверхтекучая и сверхпроводящая жидкость. При этом нейтронная звезда своей структурой и плотностью начинает походить на обыч-

ное атомное ядро, но удерживаемое не ядерными, а гравитационными силами, превышающими ядерные в случае коллапса (Сморodinский, 1969; Пенроуз, 1972; Пекарек, 1973). Полное охлаждение нейтронной звезды должно происходить очень быстро, завершаясь коллапсом при  $R_g = 2gM/c^2$ , где  $R_g$  — критический радиус «сферы Шварцшильда» (световой гиперповерхности, являющейся при  $c = \text{const}$  абсолютным горизонтом событий всей видимой Вселенной),  $M$  — масса ( $M \geq 1,26 M_\odot$ ),  $g$  — гравитационная постоянная. Некоторые исследователи полагают, однако, что коллапсировать должны любые (вплоть до элементарных) массы вещества, израсходовавшего свою энергию в ходе спонтанного излучения и достигшего «холодного катализированного состояния и плотностей, несколько больших нормальных ядерных» (Уилер и др., 1967, стр. 93). Предположение о недостижимости таких плотностей допускает существование предела сжимаемости вещества («керна»). Но тогда «несжимаемость означает скорость звука, большую скорости света; это противоречит принципу причинности, стало быть, керна не существует!» (там же, стр. 204). Однако существование керна, видимо, допустимо где-то на расстояниях порядка длины комптоновской волны ( $\lambda \sim 2 \cdot 10^{-14}$  см) в «центре» нуклона (Барашенков, Блохинцев, 1973) или гипотетического кварка, а полное исчерпание энергии любого объекта единой системы, очевидно, возможно лишь при  $0^\circ \text{K}$  всей взаимосвязанной системы.

Согласно теории, при приближении к  $R_g$  пространственно-временная структура коллапсирующего вещества стремится к сингулярности, при которой уравнения его состояния теряют определенность, а коротко- и дальнедействующие силы — различимость. Уменьшение радиуса кривизны в поле тяготения создает узкую горловину, связывающую коллапсар со всей системой, которая исчезает в момент достижения им  $R_g$ . В описании сферического коллапса выделяются три стадии (Зельдович, Новиков, 1967, 1971; Уилер и др., 1967; Торн, 1969; Пенроуз, 1972; Чандрасекхар, 1974). Первая — при  $1,5 R_g$ , когда излучение коллапсара, направленное под углом к его поверхности, захватывается гравитационным полем в медленно расширяющееся облако; вторая — мгновение до  $1,0 R_g$ , когда тяготение преодолевают лишь наиболее энергетичные фотоны ( $c \rightarrow \nu$ ), излучаемые перпендикулярно, т. е. вдоль горловины; третья — имплозия, т. е. взрыв, направленный внутрь сферы Шварцшильда, и возникновение на ее месте «черной ямы (дыры)».

В процессе коллапса во взаимосвязях зависимого и независимого (удаленного) наблюдателей максимально эффективен парадокс часов, так как в зависимой метрике скорость сжатия асимптотически стремится к световой, а в независимой — к нулю. «Для удаленного наблюдателя коллапс до шварцшильдовского радиуса займет, строго говоря, бесконечное время (по его часам), хотя временная шкала, в которой он теряет контакт с коллапсирующей звездой, порядка миллисекунды» (Чандрасекхар, 1974, стр. 319). В свою очередь, когда зависимый наблюдатель смотрит на Вселенную, «которую он покидает, то, бросив на нее последний взгляд при пересечении гиперповерхности, наблюдатель видит всю последующую историю остальной части его прежней Вселенной» (Пенроуз, 1972, стр. 160). При этом, согласно ТО, фотоны, как и любые иные частицы или тела, уходя из области высокого гравитационного потенциала, теряют часть энергии, так же как при ускоренном движении (расход энергии на ускорение), определяя эффект «красного свечения» за счет снижения регистрируемой волны частоты и удлинения волны при  $\lambda \nu = c = \text{const}$ . Отсюда с приближением коллапсирующего объекта к  $R_g$  частота его излучения в независимой метрике стремится к нулю (или  $\nu \rightarrow 1$ ), а их длина — к бесконечности (или  $\lambda \rightarrow c$ , если величина последней выражена в квантовых единицах); независимое время коллапса — к бесконечности, зависимое — к нулю.

По-видимому, из всего этого следует, что полная регистрация коллапса любым независимым наблюдателем возможна лишь при достижении им самим аналогичного состояния, которое при массе наблюдателя  $M < 1,26M_{\odot}$  может быть достигнуто при  $0^{\circ}K$ , т. е. при полном исчерпании энергетических ресурсов всей видимой системы наблюдателя. При ядерном синтезе «испаряется» (по выражению К. С. Торна) небольшая доля полной энергии вещества; при революционных процессах звездного развития — порядка  $p \cdot 10\%$ ; при нейтринной вспышке в момент коллапса  $\sim 1\%$  (Зельдович, Гусейнов, 1965; Домогацкий, Зацепин, 1969). Но если в интервале  $1,5-1,0 R_g$  коллапсар остается почти неизменным в своих видимых параметрах бесконечно (но не беспредельно) долго ( $t_2 \rightarrow \infty$ ) в метрике внешнего наблюдателя, то столь же бесконечен и регистрируемый им поток излучения, эволюционирующего к тому же в направлении  $\lambda \rightarrow c$ ,  $\nu \rightarrow 1$ , тогда как в зависимой метрике — в направлении  $\lambda \rightarrow 1$ ,  $\nu \rightarrow c$  за время  $t_1 \rightarrow 0$ .

Предполагается, что для коллапсара, утратившего связь со своим внешним миром, в момент коллапса могут возникнуть контакты с иным миром, в метрике которого он испытает эксплозию (врыв наружу). Но тогда с позиций наблюдателя, принадлежащего исходной системе, допустимо считать, что все физические параметры вещества коллапсара приобретают отрицательное значение (что не запрещается теорией; Свечников, 1967), т. е. в формальном аспекте оказываются как бы «вывернутыми наизнанку» и иррациональными, мнимыми. Действительно, согласно теореме Хокинга, Картера, Пенроуза и уравнению Керра, написанному в системе единиц, где  $c=G=1$ , в черной дыре коллапсара существует некая поверхность («стационарный предел»), внешняя относительно горизонта событий и соприкасающаяся с ним в его полюсах. Проходя промежуток между двумя поверхностями, названный Уилером и Руффини «эргосферой», временноподобные координаты преобразуются в пространственноподобные, а четырех-импульс и энергия становятся отрицательными (Пенроуз, 1972; Чандрасекхар, 1974). Обе осесимметричные четырехмерные поверхности («части» Гипервселенной) не связаны последовательной причинностью событий, не имеют общих членов и координат; согласно Рейснеру и Нордстрему, содержат принципиально различные заряженные частицы, но стыкуются («сшиваются») при изменении знаков всех физических параметров где-то внутри комптоновской области в условиях сингулярности («Единственная предшествующая «причинная» связь между этими частями осуществляется в самой сингулярности» (Пенроуз, 1972, стр. 130). Однако с учетом неопределенности метрик сингулярных областей вблизи последних радикальное изменение претерпевает сама постановка вопроса о длительности и протяженности, причине и следствии, начале и конце событий, так как «в данном случае бессмысленно оперировать такими привычными словами, как «до» и «после» (Зельдович, Новиков, 1967, стр. 550), т. е. для зависимого наблюдателя различия входа и выхода из сингулярности, так же как причины, ее породившие, неопределимы.

В этой связи обсуждается пространственно-временная симметрия сингулярностей начального и конечного полюсов различных моделей расширяющейся Вселенной. В основополагающей модели А. А. Фридмана сферической поверхность горизонта событий определяется формулой:  $S = 4\pi R^2 \cdot \sin^2 \chi$ . Возникая из точки и достигая максимума в интервале значений  $\chi$  от 0 до  $\pi/2$ , она вновь стягивается в точку при  $\pi/2 \rightarrow \pi$ . Полагают, что состояния, близкие к конечным и начальным, сопоставимы соответственно пульсарам, находящимся в пределах нашей галактики, и квазарам — феноменальным звездам с галактическими массами, удаляющимся от нас с нарастающими субсветовыми скоростями вблизи горизонта видимой Вселенной. Оба состояния полностью сингулярны в пределах, обращенных в прошлое (квазары) и будущее (пульсары) неза-

висимого наблюдателя. Видимые ныне границы областей их реализации мысленно одинаково достижимы для него за счет собственного ускорения до  $v \rightarrow c$  при преодолении развернутой вонне бесконечности в направлении квазара или, стягивающегося внутрь точки, поля тяготения нейтронной звезды — в направлении пульсара. И то и другое в сущности равноценно, поскольку в обоих случаях позиция наблюдателя на границе сингулярности осуществляется лишь при  $v=c$ , т. е. при «катализированном» (лишенном массы покоя) состоянии его вещества и в момент всеобщего коллапса видимой им Вселенной. В обоих случаях зависимые время и события будут стремиться к нулю, независимые — к бесконечности; частота посылаемых сигналов —  $v \rightarrow c$ , получаемых —  $\lambda \rightarrow 1$ ; т. е. оба события произойдут в независимом будущем, но природа сингулярностей, достигнутых зависимыми наблюдателями, т. е. их принадлежность к начальному или конечному полюсам, вряд ли будет ими установлена.

С симметрией сингулярностей тесно связаны представления о смыкании микро- и макромиров, например, в моделях «фридмонов» и «планкеонов», разрабатываемых соответственно М. А. Марковым и К. П. Станюковичем, в которых «не вполне замкнутые вселенные» сопоставляются с обычными нейтронами или даже со всем спектром элементарных частиц (Марков, 1970; Станюкович, Колесников, 1973; Барашенков, Блохинцев, 1973). Отчасти в этой связи исследован случай, предсказываемый ТО, при котором гравитационная масса создается не частицами, а через них, характеризуя собой лишь эйнштейновский тензор кривизны, т. е. некую массу (гравитационное поле) внутри геометрической точки (Гуревич, Чернин, 1970). Сюда же относятся гипотезы «непрерывного творения» вещества в вакууме, в ядрах квазаров и различных галактик и его «поглощения» в черных дырах.

Как бы то ни было в итоге краткого обзора и в дополнение к выводам предыдущего раздела, можно выделить следующее.

1. Диалектическое двуединство фундаментальных физических понятий связано с противоположными тенденциями движения материи вонне (+) и внутрь (—) вещественных конструкций или соответственно с ростом энтропии и антиэнтропии, с броуновским и векторным путями процессов. Это допускает сопоставление, с одной стороны, в направлении вонне: энергии и процессов ее рассеивания, волны, непрерывности, бесконечности, пространства, длины волны, среды; с другой — в направлении внутрь: массы и процессов ее концентрации, корпускулы, прерывности, нуля, времени, частоты волны, объекта.

2. Фундаментальные постоянные  $c=const$ ,  $h=const$ , выражая предельные размерности взаимодействий, прямо или косвенно связывают противоположные аспекты свойств и состояний материи. При этом квант действия определяет причины и следствия элементарных событий, совокупность которых составляет все мировые линии развития. Причина сопоставима направлению вонне, следствие — внутрь конструктивных порядков материи.

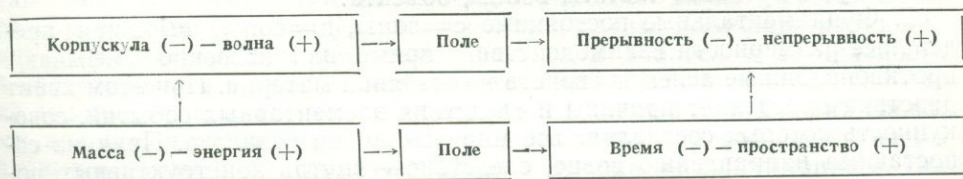
3. Взаимодействия, направленные вонне, имеют пространственное выражение и последовательно фиксируются в изменениях состояний среды (энергопоглотителя); направленные внутрь — только в изменениях состояний объекта (энергосточника). При этом эффективность зарядовых взаимодействий симметрична на ядерном (+) и атомно-молекулярном уровнях (—); гравитационных и сильных — направлена только внутрь (—); слабых — только вонне (+). Можно ожидать, что на каждом уровне существует симметрия взаимодействий: на нуклонном — слабых (+) и (?) — связанных с временем жизни элементарных частиц, на ядерном — зарядовых (+) и сильных (—), на атомно-молекулярном — зарядовых (—) и связанных с кинетической энергией частиц и квазичастиц (+), на внемолекулярном — гравитационных (—) и (?) —

связанных с энергией фотонов (+). В области, не фиксированных атомной и молекулярной конструкцией (газ, плазма, космические лучи), взаимодействия (зарядовые и гравитационные) изменяются пропорционально  $1/r^2$ ; внутри молекулы, ядра, нуклона — (?).

4. Сингулярность полярных состояний внутри  $R_g$  или нуклона (при  $v \rightarrow \infty$ ) и на горизонте событий (при  $\lambda \rightarrow \infty$ ), видимо, сопоставима равновесному «основному» состоянию, в котором неразличимы причина и следствие, дальне- и близкое действие, понятия объекта и среды, внутрь и вовне, начала и конца прерывности и непрерывности, части и целого и, вероятно, всех иных двуединых в межполярном интервале свойств и форм движения материи, включая массу и энергию, пространство и время. Границы сингулярностей — полюса причинно-следственных зависимостей всех последовательных событий мировых линий. Они связаны с максимумами парадокса часов зависимого и независимого наблюдателей и с их совмещением в бесконечном (но не беспредельном) будущем всей системы взаимодействий, при  $v \rightarrow c$  посылаемых и  $v \rightarrow 1$  принимаемых сигналов ( $v = m/h = E/h$ ). Предельный квант действия как элементарное событие в принципе может быть зафиксирован лишь в своем причинном аспекте, поскольку следственный находится уже в сингулярности. Но тогда для любого предельного наблюдателя при неизменности его зависимых метрических соотношений, связанных  $c = \text{const}$ ,  $h = \text{const}$ , видимые объекты Вселенной исчезнут на ее горизонте, т. е. внешний мир коллапсара (любого предельного наблюдателя) «замыкается» вовне (+) и эффект красного смещения никогда не сменится фиолетовым?

5. В сингулярностях вероятно стыкование не связанных общими причинно-следственной зависимостью и координатами систем отсчета событий, в которых все физические понятия и величины противоположны по знаку. Контакты обеих систем с учетом представлений М. А. Маркова, К. П. Станюковича и С. М. Колесникова, с одной стороны, возможны в бесконечном множестве точек внутри (—) элементарных ядерных частиц, но, с другой стороны (+), — на едином горизонте событий всей видимой Вселенной.

По-видимому, в плане общих мировоззренческих представлений можно считать, что в межполярном интервале противоположные тенденции развития системы, направленные внутрь (—) и вовне (+) ее вещественных конструкций, сопоставимы с фундаментальными физическими понятиями в зависимой схеме:



При этом действующими факторами развития, видимо, является, с одной стороны, излучение энергии (среда), с другой — концентрация или «отрицательное излучение» массы (объект); все остальные понятия и величины являются формой проявления масс-энергетических взаимодействий в поле межполярного интервала системы.

Если развитие неотделимо от течения времени и если пространственно-временная структура мира есть его причинно-следственная структура, а принцип причинности может быть заменен вторым началом термодинамики (Терлецкий, 1964), то реально осязаемое поле развития материи связано с высвобождением энергии. Но вполне правомерно и представление об «антиполе» рассеивания массы, противоположные

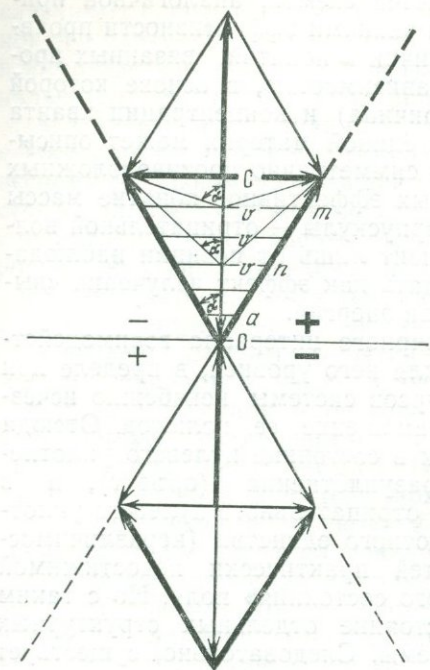
тенденции развития которого определяются схемой, аналогичной приведенной выше, но с противоположными знаками эффективности проявления фундаментальных физических величин и понятий, связанных противоположной причинно-следственной зависимостью, в основе которой лежит акт излучения кванта массы (причина) и концентрации кванта энергии (следствие). Отсюда движение единой материи может описываться в межполярных интервалах двух симметрично противоположных метрических полей, в каждом из которых эффективное понятие массы эквивалентно отрицательной энергии, корпускулы — отрицательной волне и т. д. Причем реальность поля зависит лишь от позиции наблюдателя, т. е. от его способности воспринимать как эффект излучения «высвобождение» (движение) или массы, или энергии.

Поскольку каждый уровень межполярного интервала взаимодействий неотделим от смежных, полярных для него уровней, в пределе при полном исчерпании энергетических ресурсов системы неизбежно исчезновение межполярного интервала и совмещение ее полюсов. Отсюда неизбежность перехода системы сразу и в состояние нулевого уплотнения — отрицательного бесконечного разуплотнения (объект), и в состояние бесконечного разуплотнения — отрицательного нулевого уплотнения (среда), т. е. в состояние абсолютного единства (неразличимости) диаметральных противоположностей практически недостижимой «нулевой точки» равновесного «основного состояния» поля. Но с таким состоянием можно сопоставить и состояние отдельных структурных уровней (квазиполей) физической системы. Следовательно, существует возможность рассмотрения любой системы взаимодействий как дискретного ряда потенциальных квазиполей в пределе, с одной стороны, расходящегося на абсолютную волну, с другой — сходящегося на абсолютную корпускулу. Причем в противоположном метрическом поле и относительно тех же пределов существуют симметричные отрицательно расходящиеся и сходящиеся ряды эквивалентных состояний. По-видимому, корпускулярная сторона излучения может быть отождествлена при этом с гипотетическим гравитоном, вследствие чего электромагнитное поле «внутри себя», т. е. внутри каждой своей «частицы», является и гравитационным полем. При этом любое квазиполе можно описать исходя из известного уравнения:

$$E = \frac{mc^2}{1 - v^2/c^2},$$

считая, что  $m$  — масса «покоя» данного квазиполя,  $v$  — скорость в импульсах его квазичастиц, а  $c$  — скорость их переноса.

В графическом изображении (фиг. 42) обобщенного варианта векторной модели полевого континуума Н. И. Кобозева ось ординат имеет значение массы. По оси абсцисс откладываются проекции критических скоростей в импульсах различных структурных уровней среды многоступенчатой системы объект — среда. Орты конуса имеют значение кинетической энергии. Их проекции на ось ординат совпадают с величиной массы покоя среды, а объем конуса совпадает с величиной ее полной энергии. Угол  $\alpha$ , образуемый ортами и осью трехмерного конуса, определяет степень высвобождения энергии объекта ( $0 < K < 1$ , где  $K = \beta^2 = \frac{v^2}{c^2}$ ). Отрезки оси ординат:  $v_a - v_{a+1}$ ,  $v_n - v_{n+1}$  и т. д. соответствуют дефектам массы между смежными структурными уровнями, возрастающим эквивалентно степени высвобождения энергии с увеличением  $\angle \alpha$ ; отрезки  $0 - v_a$ ,  $0 - v_n$  и т. д. — росту «удельной» (гравитационной или геометрической) массы объекта пропорционально излучаемой им энергии. Эффективные различия между массой и энергией возникают в силу существования эквивалентных коэффициентов:  $0 < K < 1$ ,  $0^\circ < \alpha < 90^\circ$ ,  $0 < v < c$ . Полная энергия поля определяет его пространство, но



Фиг. 42. Обобщенная схема векторной модели системы объект — среда

совпадает с внешним полюсом смежного, и наоборот, что порождает парадоксальную ситуацию, в которой смежное поле заключено в любой геометрической точке (внутри любой ядерной частицы) другого и вместе с тем является единой «внешней средой» всего видимого пространства этого поля. Диалектически все это вполне логично при допущении незапрещаемых теорий отрицательных значений всех физических величин и понятий.

Направленность развития фиксируется данным объектом, с одной стороны, как относительный эффект расширения видимого им пространства среды при смещении по оси  $Z$  в направлении полюса  $C$  и с ростом  $\angle\alpha$ ; с другой стороны, в последовательном сокращении межполярного интервала объекта, стремящегося к отрицательному расширению в направлении полюса  $\bar{C}$  смежного поля («антиполя») излучения массы.

На пределах любого данного поля: при  $K \rightarrow 0$ ,  $\alpha \rightarrow 0$ ,  $v \rightarrow 0$  (объект) и  $K \rightarrow 1$ ,  $\alpha \rightarrow 90^\circ$ ,  $v \rightarrow c$  (среда) — трехмерный полевой континуум стремится соответственно к нулевому выражению в своем межполярном следственном аспекте (объект) и к бесконечному (но не беспредельному) — в причинном (среда), одинаково утрачивая определенность на пределах, поскольку орты конуса совпадают с его осью в первом и с плоскостью абсцисс во втором аспекте единой системы.

В силу неразрывности противоположных метрических полей движения материи она неисчерпаема и вглубь и вовне своих конструктивных порядков, поскольку в запредельных областях внутри нуклона и вовне видимого пространства вновь разворачиваются все ее конструктивные порядки, но в противоположном метрическом поле. Причем если понятия части и целого столь же относительны, как и понятия причины и следствия, отталкивания и притяжения (Абрамова, 1967), то в запредельных областях неизбежно их противоположное восприятие.

масса не имеет трехмерного выражения, совпадая с осью ординат. Поскольку развитие любого объекта связано с дискретным высвобождением энергии и массы, т. е. с его перемещением по оси  $z$ , последняя соответствует и «оси времени», составляющей с трехмерным полем единый четырехмерный пространственно-временной континуум данного метрического поля движения материи.

В противоположном метрическом поле эффективность развития объекта определяется теми же коэффициентами  $(K, \alpha, v)$ , но с отрицательными векторными знаками. При этом в эргопийном метрическом поле трехмерное выражение получают масса и время (определяющее здесь длительность и непрерывность), а энергия и пространство (протяженность, прерывность) совпадают с осью конуса. Отсюда конструктивные порядки отрицательного поля временноподобны, их частицы характеризуются «полевой энергией», «энергией покоя»; импульсы выражаются как  $\vec{p} = E\vec{v}$  и т. д. В силу указанных противоположностей, включающих причинно-следственные, внутренний полюс данного метрического поля

Все сказанное выше становится яснее с учетом условностей графического изображения четырехмерного континуума модели. Реально круговые сечения полевого конуса, соответствующие позиции наблюдателя на «оси времени», есть экваториальные сечения видимого им сферического пространства. Конструктивные порядки симметричных полей модели могут рассматриваться как результат связанных взаимодействий центростремительных (эргопийных) и центробежных (энтропийных) «усилий» относительно равновесной нулевой точки с результирующей право- и левоспиральной разверткой противоположных пространственно-временных полей излучения энергии и массы. Естественно, понятия центробежности и центростремительности относительны, в отличие от векторизованных лево- и правовинтового движений. Угол  $\alpha$  неизмерим в реальном пространстве и условно воспринимается через  $K$ ,  $v$  и эффект расширения видимого пространства (поля излучения). В последнем «ось времени», сопоставимая с изменениями свободной энергии ( $\Delta F < 0$ ), стянута в точку центра полевой сферы, т. е. внутрь вещества любого объекта-наблюдателя, соответствуя отрицательной (антипространственной) объемности высвобождения массы, т. е. конструктивным порядкам противоположного метрического поля развития. Геометрический центр сферы данного поля излучения соответствует «внешней среде» геометрической сферы противоположного, и наоборот. Межполярный интервал противоположного поля замкнут через внешнюю среду данного поля, а внешний полюс данного поля соответствует внутреннему полюсу противоположного. Отсюда реальность поля — результат овеществления движения материи через восприятие одного из факторов масс-энергетических взаимодействий в качестве излучения (разупорядочения), другого — в диаметрально противоположном качестве, концентрации (упорядочения). Метрика поля — результат неразрывности относительно позитивной и негативной сторон развития единой материи. Фундаментальная единица метрики — квант действия — элементарный акт высвобождения и массы и энергии сразу в обоих метрических полях, но с противоположной причинно-следственной зависимостью обоих аспектов действия.

Эффективность взаимодействий можно описать и как выражение своего рода упругих колебаний относительно равновесной «точки» модели, направленных соответственно внутрь и вовне последовательного ряда структурных уровней приложения разнонаправленных усилий вплоть до предельного высвобождения (концентрации) энергии и массы. В каждом метрическом поле часть амплитуды колебаний, направленная вовне, определяет континуальность, а направленная внутрь — дискретность развития, совокупность же того и другого — корпускулярно-волновую природу, длительность и протяженность данного метрического поля и его причинно-следственную основу при неизбежном диаметрально противоположном функциональном выражении всех физических величин и понятий в смежных полях модели. Условно отрицательная часть амплитуды, возрастая, стягивается в точку геометрического центра видимой сферы (объект), поверхность которой (среда) столь же последовательно расширяется в метрике любого зависимого наблюдателя.

Учитывая двуполарность развития, легко показать неизменность центрального положения любого наблюдателя в видимом им сферическом поле, неизбежность постоянного расширения последнего и возрастания скорости убегания его объектов пропорционально удаленности от объекта-наблюдателя, что соответствует современным представлениям о расширяющейся Вселенной. Противоположные аспекты развития астрофизического варианта модели определяются, с одной стороны, гипотезой В. А. Амбарцумяна о развитии Вселенной в сторону последовательной фрагментации сверхплотного вещества ядер галактик в «иерархии взрывов» дополнительно к исходной точке «Большого взрыва» (Амбарцумян,

1964; Амбарцумян, Казютинский, 1967); с другой — о конденсации вещества в звездах. Оба аспекта в согласии с этими представлениями связаны с эволюционными и революционными (взрывными) преобразованиями в развитии последовательностей: галактической — от квазаров через радио- и сейфертовские галактики к обычным, шаровым и неправильным; в ограниченных эволюционными галактическими интервалами, звездных — от «молодых» красных гигантов до нейтронных звезд (в пределах нашей и сопоставимых галактик). Рассеивание энергии (+) осуществляется в процессе «истечения» и «выброса» сверхплотного «протосущества» квазаров и ядер галактик, а также при излучении и «взрывах» звезд. Противоположный аспект направлен к последовательной конденсации вещества от нефиксированных к фиксированным атомным (водородным) конструкциям при уплотнении первичной плазмы в рукавах галактик до звездного состояния, а затем в ходе ядерного синтеза — до «послевещества» пульсаров.

В трехмерном графическом изображении процесс конденсации (объект) соответствует межполярному интервалу данного метрического поля, имея направленность  $C \rightarrow O$ ; процесс рассеивания (среда) соответствует внутреннеполярной области (O) на уровне распадных взаимодействий и внешнеполярной (C) — на уровне гравитационных. Оба уровня замкнуты межполярным интервалом противоположного метрического поля в направлении  $O \rightarrow C$ , фиксируясь в расширении видимой световой сферы. Процесс рассеивания данного поля соответствует конденсационному противоположного. Очевидно, видимое состояние системы в целом есть лишь уровень развития относительно обособленной инерциальной системы данного объекта-наблюдателя в данном поле излучения.

В графическом изображении микрофизического варианта модели ядерные частицы располагаются по оси энтропийного метрического конуса, электронные — в плоскости его ортов, соответствующих вектору кинетической энергии. Полярные сечения конуса (O и C) отвечают положению фотон-гравитонной «частицы», двусторонне замыкающей все мировые линии атомно-молекулярных конструкций элементарных частиц. Ее эволюция в противоположных фотонном ( $v \rightarrow 1$ ) и гравитонном ( $\lambda \rightarrow 1$ ) направлениях — неотделима от последовательных преобразований межполярных вещественных конструкций зарядовых взаимодействий. Радиусы промежуточных сечений конуса ( $v_n, v_n$  и т. д.) соответствуют «связанной энергии» возбужденных ядерных частиц, выражающей некую пропорциональность между электронными оболочками и ядром атома с их противоположными зарядовыми знаками усилий. В пределе протон и электрон совмещаются в «основном» нейтронном состоянии, а затем в единой корпускулярно-волновой фотон-гравитонной «частице».

В эргопийном метрическом конусе «коэффициент пропорциональности» протона и электрона имеет отрицательный знак, соответствуя «связанной массе». Протон располагается на ортах метрического конуса антиатомной конструкции, представляя единственную частицу в своей группе, а электрон — на оси конуса, являясь стабильной частицей многочисленных электронных (антиядерных) частиц.

Нейтринная и антинейтринная частицы, различаясь лишь правым и левым спином, выступают единой частицей при наблюдении сразу вслед и навстречу излучению, т. е. в условиях сингулярности полюсов модели. Если же нейтрино покидают со световой, как полагают, скоростью атомную конструкцию в ее «исходной точке» при распадных взаимодействиях и не участвуют ни в каких иных, то нейтрино ( $\nu$  и  $\bar{\nu}$ ) и слабые взаимодействия в целом, видимо, следует рассматривать как исходный импульс развития, создающий неравновесность в пользу энергии в интервале зарядовых взаимодействий левостороннего и в пользу массы — в эквивалентном интервале правостороннего метрического поля. Вероятно, после-

довательное высвобождение энергии в принципе начинается по схеме:  $p_1 \rightarrow p + \bar{e} + \bar{\nu}$  с промежуточным участием адронов и завершается как:  $p + \bar{e} \rightarrow n_2 + \nu$ . В интервале  $p_1 \rightarrow p_2$  оно идет сначала за счет кинетической энергии частиц нефиксированной атомной конструкции при их «конденсации» в фиксированный атом водорода, затем — за счет ядерного синтеза и взрывных процессов, разделяющих его циклы. В любом метрическом поле изначальный акт развития фиксируется лишь в своей следственной, а конечный — в причинной части, так как в состояниях  $p_1$  и  $p_2$  и при  $v = \pm c$  размерность отсутствует, объединяя полюса модели в едином основном равновесном состоянии.

Учитывая близкую эффективность внутриядерных сил притяжения с притяжением разноименных зарядов (Вайскопф, 1970) и принципы оболочечных моделей ядер (Сиборг, Блум, 1970), можно показать, что в антиатомной конструкции орбиты протонов расположены вокруг электронного ядра и что пространственно-временная структура «голого» нуклона определяется всем межполярным интервалом зарядовых взаимодействий эргопийного метрического поля. Соответственно структура электрона — весь межполярный интервал фиксированной и нефиксированной атомной конструкции энтропийного поля и ничего более.

По-видимому, есть основания полагать, что векторная модель дает возможность непротиворечивых и достаточно корректных решений ряда принципиальных вопросов физики микромира и астрофизики, объединяя их в единое целое.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ

Очевидно, в любой межполярной относительно обособленной частной системе, фиксируемой углом  $\alpha$  и соответствующим интервалом на оси  $Z$  общей модели, структурные уровни — более внешний и более внутренний относительно любого данного — являются квазиполярными; взаимодействия же осуществляются в двух неразрывных полях: атомно-молекулярном и межмолекулярном (термодинамическом). В первом самопроизвольный процесс высвобождения энергии и массы направлен через посредство  $\gamma$ -квантов и экситонов, электронов и квазичастиц соответственно от ядерного к внемолекулярному уровню, и наоборот; во втором — через относительно неупорядоченные и упорядоченные вещественные дифференциаты данного уровня соответственно в область более внешнего и более внутреннего уровней. Первое (причинный акт) ведет к расширению среды, второе (следственный) — к сжатию объекта. Но любой структурный уровень — квазиобъект сложной системы — является и квазисредой более внутреннего уровня, и на каждом из них осуществляется эффект расширения и сжатия в рамках соответствующих взаимодействий. В результате общие параметры данной относительно обособленной системы, фиксируемые на ее наиболее внешнем уровне, результируют взаимодействия всех молекулярных и межмолекулярных уровней, неизбежно выражаясь в пульсирующем процессе расширения и сжатия вещественных конструкций системы в целом. И чем более сложной (более общей) является система, тем протяженнее интервалы (ритмы) ее результирующих пульсаций. Если система состоит из ряда оболочек (структурных уровней), то любой ритм распадается на ряд подритмов.

В результате общий цикл развития распадается на мегациклы, мегациклы — на циклы, циклы — на периоды и т. д., каждый из которых повторяет общую последовательность актов развития вплоть до элементарного акта излучения энергии и массы. Отсюда необратимость развития системы, сходства и различия ее циклов в любых масштабах.

В ходе развития максимум расширения в рамках каждого общего ритма неизбежно смещается от более внутреннего к более внешнему структурному уровню; максимум сжатия — наоборот.

Следовательно, в рамках планеты результирующий доминант расширения в своем апогее должен смениться доминантом сжатия. Конструктивные порядки вещества системы (число уровней взаимодействия) должны последовательно усложняться с приближением к апогею и упрощаться после его прохождения. Первое — за счет увеличения числа промежуточных триад уровней взаимодействий (объект — среда) — среда; второе — за счет их ликвидации при исчерпании энергетических ресурсов состояния данного квазиобъекта. Например, при последовательной дифференциации расплава каждая жидкая фаза — промежуточный член в ряду взаимодействий  $S \leftarrow L_1 \rightarrow L_2$  (F1). Исчерпание же энергетических ресурсов жидкого состояния в целом приводит к равновесию  $S \leftarrow G$ . При этом в процессе развития дифференциаты каждого структурного уровня становятся все более контрастными по своим физико-химическим свойствам, а кинематические эффекты, сопровождающие дифференциацию, — все более резкими, интервалы ритмов все более короткими.

Очевидно, все это вполне сопоставимо с основными закономерностями тектоно-магматических циклов, мегациклов и необратимости их последовательного развития. Но главное в согласии с общими представлениями ряда исследователей (Г. М. Гапеева, Г. З. Гурарий, В. А. Магницкий и др.) состоит в том, что в векторной модели находят принципиальное решение проблемы энергетических источников развития. Основные энергетические ресурсы заключены в самом веществе Земли, самопроизвольно высвобождаясь через последовательный ряд уровней взаимодействий относительно обособленных систем: ядро — мантия, мантия — кора, кора — атмосфера. Действующие (активные) уровни высвобождения энергии и массы в форме относительно упорядоченных и неупорядоченных дифференциатов должны объединять смежные уровни в последовательные триады «рост порядка ← активный уровень → рост беспорядка» или «масса ← активный уровень → энергия»: ядро ← мантия → кора; слои:  $G \leftarrow F \rightarrow E$ ,  $D \leftarrow C \rightarrow B$ , базитовый (эклогитовый) ← гранитный («гранодиоритовый») → осадочный (производный атомо- и гидросфер); в аналогичные триады в составе слоев и т. д. вплоть до системы кристалл ← магма → флюид в любых масштабах и формах ее проявления. Любая триада уровней этого ряда зависит от смежных. Высвобождению «энергии» предшествует расширение генерирующего ее уровня за счет соответствующих дифференциатов (отрицательное давление), а следовательно, и растяжение окружающей его оболочки, препятствующей расширению (положительное давление); поступление дифференциатов внутреннего уровня в «оболочку» приводит к увеличению ее энергетических ресурсов и нарушению равновесия и т. д. Высвобождение «массы» сопровождается сжатием соответствующего уровня, а следовательно контракцией окружающей его оболочки и увеличением массы внутреннего уровня.

По-видимому, мегацикл объединяет последовательный ряд периодов высвобождения энергии: ядро → мантия, мантия → кора, кора → атмосфера, каждый из которых соответствует тектоно-магматическому циклу развития корового слоя (имеется в виду доминирующая роль очередного периода — уровня взаимодействий — во взаимосвязанном развитии всех уровней сложной системы, фиксируемом лишь в преобразованиях коры). Активность уровня — результат его энергетической неравновесности, связанной с дифференциатами внутреннего уровня. В начале цикла активные процессы — следствие обособления (разуплотнения) и поступления этих дифференциатов; в конце цикла — следствие активизации (преобразования) вещества среднего слоя данного уровня (F, C, гранитного)

с высвобождением его дифференциатов в области внешнего («энергия») и внутреннего («масса») слоев и их последующим переходом через триады слоев в смежные зоны.

Таким образом, начальные циклы каждого мегацикла должны характеризоваться всеобщим растяжением коры (активный слой F) и поступлением в нее сравнительно неконтрастного вещества верхней мантии, затем общим сжатием (наиболее эффективным в разграничениях относительно пластичных и жестких областей коры по латерали) и активизацией слоя С. Средние циклы должны характеризоваться более локальным растяжением коры (активный слой С) в областях обособления контрастных дифференциатов верхней мантии, затем сжатием в зонах поступления этих дифференциатов на внешние уровни осадочного слоя и, наконец, локальным расширением в областях формирования гранитоидных очагов (активизация гранитного слоя). Завершающий цикл должен характеризоваться возрастанием локальности проявления и контрастности магматических (коровых) дифференциатов в область осадочного слоя и тектонических движений в его пределах (активный гранитный слой коры), а затем сжатием в области внедрения гранитных интрузий и (или) их подвижных дифференциатов и эффузивных аналогов.

При общем растяжении в начальных циклах должно происходить расчленение кристаллического фундамента коры авлакогенами или рифтами на блоки, сопровождающееся дрейфом континентов за счет возникновения и роста океанических бассейнов при общем доминанте вертикальных движений. В конце цикла в условиях относительного сжатия и нарастания роли «жидких» фаз в слоях В (волновод) и особенно С, отражающих начало следующего периода, видимо, должна увеличиваться эффективность планетарных центробежных сил. Последние обуславливают смещение к полюсам сравнительно легких континентальных блоков коры (субмеридиональная составляющая горизонтальных напряжений в пределах континентов, т. е. сдвиги, шарьяжи и субширотные нарушения. В среднем цикле активизацию должны испытать участки коры в областях наиболее эффективного разуплотнения вещества мантии, т. е. прежде всего краевые области континентальных блоков (формирование «морских» бассейнов), экранировавших часть неконтрастных («океанических») дифференциатов верхней мантии в начальном периоде мегацикла. В завершающем цикле (в общем по тому же принципу) активизируются более внутренние области континентальных блоков и их верхние горизонты, экранировавшие контрастные дифференциаты мантии второго периода мегацикла и коровые магматические очаги (формирование молассовых субконтинентальных прогибов). Очевидно, в ходе мегацикла неизбежна преемственность малых циклов, особенно среднего и завершающего. В целом мегациклы, видимо, можно подразделить на «океанические», «морские» и «молассовые» циклы при нарастании четкости проявления и относительной роли морских и затем молассовых циклов от ранних к поздним мегациклам. От мегацикла к мегациклу, от цикла к циклу, от стадии к стадии цикла и т. д. нарастает разнообразие условий развития процесса.

В общем случае обособлению разуплотняющегося вещества мантии противостоит коровый слой, структурно-механические свойства которого определяют эффективность этого противостояния, величину и резкость разрядки напряжений, а следовательно и состав вещества астенолитов, т. е. степень обогащенности расплава-флюида кремнием, щелочами, компонентами «летучих» и тяготеющими к ним промежуточными, рудными и редкими элементами. Будучи структурно сопоставимы с габбро-базальтами, мантийные дифференциаты способны содержать компоненты и быть потенциальным источником последующего формирования магм любых составов в зависимости от условий протекания процесса. В разде-

лении магм, очевидно, основная «внутренняя» роль принадлежит Mg, Ca, K — конкурирующим в модификационном звене молекулярного поля, но сосуществующим в нем в некоторых пределах (зависимых от РТ-условий) в базальтовых или андезито-базальтовых расплавах. В «пироксеновых» структурах сосуществуют Mg, Ca, отчасти K; в «плагиоклазовых» — Ca и K, отчасти Mg; в «оливиновых» — только Mg, в калишпатовых — только K, но в «нефелин-содалитовых» и «щелочно-амфиболовых» — Ca, K, Mg. Но в реализации «петрогенных» структур значительная роль принадлежит элементам-посредникам: алюминию (между Si, Mg, Fe, Li, Sc), железу (Mg, Ca) и натрию (Ca, K, Li, Al, Mg), а также литию (Na, Mg, Al, Ca, Fe) и скандию (Mg, Ca, Fe, Al), изоморфным в свою очередь со всеми остальными, в том числе рудными и редкими элементами различных магм (см. табл. 17, 18).

С учетом всех этих связей достаточно очевидна неизбежность обособления в основных и средних магмах при росте степени порядка их полей ультраосновных магм (Mg) в качестве относительно упорядоченных фаз и кислых (K) — в качестве неупорядоченных; а также «сброса» к концу последовательной дифференциации любой из магм чуждых ей компонентов: в составе кислых фаз — для ультраосновных магм и основных — для кислых магм или (и) при завершении обоих рядов преимущественно позднемагматическими щелочными фазами, концентрирующими прежде всего главные элементы-посредники: Na, Fe, Al.

В то же время в РТ-условиях выше границы Мохо ( $P < 10$  кбар,  $T < 1000^\circ\text{C}$ ) резко возрастает роль анионных компонентов летучих соединений в изначальной дифференциации вещества астенолитов, приводя к обособлению подвижных (F1—L) фаз того или иного катионного состава и структуры, зависимых от термодинамического режима обособления и от состава мантийных дифференциатов. От этого в свою очередь зависит, какие элементы будут тяготеть к относительно упорядоченным дифференциатам подвижной фазы, а какие — к неупорядоченным, стремящимся к переходу в газовое состояние.

Все сказанное выше приобретает более определенный смысл при учете того, что с поступлением вещества астенолитов в область коры связаны два крайних варианта в развитии магматизма: 1) проникновение мантийного вещества в начале цикла вдоль глубинных разломов, минуя «гранитный» слой, в верхние горизонты коры; 2) его экранирование на нижних горизонтах. В соответствии с представлениями М. В. Муратова и К. Л. Волочковича масс-энергетические ресурсы астенолитов в различной качественной и количественной форме и степени могут быть израсходованы в каждом из этих вариантов.

Реализация первого варианта выражается в раннем вулканизме и газопо-пирокластовых выбросах при непосредственной разрядке подкоровых напряжений в условиях общего растяжения коры. Естественно, что масштабы их проявления пропорциональны относительному погружению расчлененного на блоки и растянутого фундамента «осевых» прогибов. В ходе ранних излияний в приповерхностных условиях неизбежен сброс больших объемов «летучих», включающих элементы, наиболее чуждые базальтоидам (в общем случае, но, возможно, и андезитовым или более кислым лавам — в зависимости от состава астенолитов и условий обособления лав), с последующей их конденсацией в гидросфере (предпосылки формирования осадочных месторождений). При подъеме базальтоидов вдоль разломных зон также неизбежно обособление относительно упорядоченных вязких изначально преимущественно габбро-диорит-плагиогранитных магм, а из состава последних — обособление фаз, обогащенных Mg, Ti и другими компонентами тугоплавких соединений, и (или) фаз, резко обогащенных Ca и Mg, Ca и S с последующим формированием соответственно гипербазитовых, анартозитовых и карбонати-

товых магм. В этом варианте гранитоидные магмы оказываются резко «обезвоженными» и не способными к заметным концентрациям редких и рудных элементов.

Реализация второго варианта связана с относительным воздыманием блоков коры (различные центральные и геосинклинальные поднятия, срединные массивы, края платформ и т. п.), экранирующих разуплотняющееся вещество астенолитов. Основная суть этого процесса связана с последовательным перераспределением вещества коры под инициирующим воздействием дифференциатов мантии, т. е. с активизацией и двунаправленным развитием гранитного слоя коры по схеме «масса ← активный уровень → энергия». Механизм и результативность этого развития могут быть сопоставлены с концепцией Ю. М. Шейнманна о вертикальной миграции магматических очагов, а также с процессами «зонной плавки» А. П. Виноградова и с формированием зон и фаций метаморфизма, по Д. С. Коржинскому. Так или иначе, но перераспределение, по-видимому, ведет, с одной стороны, к обособлению дегранитизированного вещества эклогитов («масса»), поступающего затем в мантию, с другой — к возникновению гранитных магматических очагов («энергия»). Последующие уровни развития этих очагов (дифференциация, направленная в конечном счете к рассеиванию энергии на уровне кора — атмосфера) были рассмотрены в предыдущих разделах.

Таким образом, согласно предлагаемой гипотезе, в обоих вариантах развития магматизма осуществляется один и тот же процесс высвобождения глубинной энергии вовне планеты, но во втором варианте — через последовательное преобразование («гранитизацию») ее внешней оболочки (коры).

В реальных условиях в той или иной мере реализуются оба варианта. В целом доминант первого, видимо, свойствен начальным циклам мегациклов и начальным стадиям каждого цикла; второго — завершающим (преимущественно орогенным и молассовым) циклам и стадиям. Поскольку особенности коровых очагов зависят, во-первых, от величины и резкости разрядки подкоровых напряжений, во-вторых, от относительного количества массы-энергии, экранированной гранитным слоем, то в ряду региональных ситуаций — от типично геосинклинальных до платформенных — эффективность первого фактора последовательно убывает, второго — нарастает. Оптимальные для продуктивности гранитоидов совмещения обоих факторов реализуются в областях жесткой рамы осевых геосинклинальных прогибов, в срединных массивах и иных подобных структурах. В платформенных областях при резкой разрядке подкоровых напряжений, при высокой проницаемости разломных зон фундамента и отсутствии резкой дифференцированности блоковых движений доминирует первый вариант магматизма (траппы и базальтоидные лавы наряду с гипербазитами, анортозитами, карбонатитами и поздними щелочными фазами). Сближение времени и места реализации обоих вариантов в блоковых областях средних и поздних циклов, так же как и формирование коровых очагов в среде, богатой Mg, Fe, Al..., способствует развитию высокопродуктивных сравнительно основных гранитоидов на фоне несколько более ранних, но комагматических эффузивов и формированию преимущественно постмагматических производных с халько- и сидерофильной специализацией. Напротив, формирование литофильных постмагматических производных предполагает четкую обособленность гранитоидных очагов и периодов их развития. Литиеносным пегматитам в целом благоприятствует промежуточная позиция в развитии гранитоидов, обеспечивающая реализацию «сподуменово-пироксеновой» стадии позднемагматического периода, чему, видимо, в наибольшей мере способствует формирование высокоэнергетических коровых очагов в краевых частях региональных поднятий, пограничных с областями развития раннего инициального магматизма. Состав гранитной

магмы, естественно, зависит, как это и полагает, например, Д. П. Сердюченко, и от состава метаморфического слоя, вследствие чего наиболее кислые и продуктивные магмы формируются в пределах протоплатформенных блоков, длительно воздымавшихся в обрамлении активных прогибов.

Относительное воздымание структурных блоков, сохранность их фундамента, мощность, состав, степень деформаций и метаморфизма перекрывающих его толщ, состав и глубина становления гранитных массивов — взаимообусловленные переменные в системе магматизм — геологическая среда. Они зависят от количества и качества мантийных дифференциатов, определяющих: длительность и масштабы интеграционных процессов, а следовательно длительность и интенсивность воздымания данного блока коры, т. е. состав и мощность отложений в его пределах; контрастность перераспределения вещества в интервале гранитная магма — эклогит, а следовательно состав, продуктивность и глубину становления массивов; температурный интервал процесса перераспределения, а следовательно степень метаморфизма толщ, вмещающих интрузивные граниты. Отсутствие помех в последовательном развитии процесса в значительной мере определяется механическими свойствами соответствующего блока коры.

В общем развитии магматизма по схеме масса ← активный уровень → энергия можно выделить последовательный ряд основных уровней взаимодействия: ядро ← мантия → кора (подразделяется на ряд уровней), эклогит ← гранитный метаморфический слой → гранитная магма, гранит → магма → подвижные дифференциаты магмы, твердая фаза ← подвижные дифференциаты → газ, конденсат ← газ → теплоизлучение. С последним, результирующим в рамках планетной системы уровнем взаимодействий связано: существование и развитие атмо- и гидросфер Земли (видимо, наиболее интенсивное в начальных «океанических» циклах мегациклов), возникновение и развитие биосферы на границе двух мобильных сред — жидкой и газовой — в области совмещения двух встречных энергетических потоков: солнечного (космического) и направленного из недр планеты.

По-видимому, все сказанное выше достаточно корректно согласуется с различными эмпирическими закономерностями развития геологических структур и магматизма. Представляются естественными: многообразие типов магматических формаций, различия в особенностях гранитоидов смежных областей и зон, взаимосвязь основных (преимущественно эффузивных), ультраосновных (исключительно интрузивных), кислых (преимущественно палингенных и интрузивных) и щелочных пород; последовательность, время и место их формирования наряду с реализацией нескольких «фаз складчатой» при общем смещении орогенических процессов внутрь обрамления осевых прогибов и возрастающей локальности их проявления.

Так же как и при формировании отдельных интрузий, одни и те же полезные компоненты, поступившие в область коры в составе дифференциатов мантии, могут испытать рассеивание или концентрацию на тех или иных путях развития магматизма. При этом высокой продуктивности гранитоидов и пегматитов способствуют: большая величина изначальных подкоровых напряжений и их резкая разрядка, т. е. значительные масштабы магматизма в условиях дробления жесткого (гранитизированного) корового слоя; длительное формирование вторичных очагов в условиях щелочно-кремниевой среды, т. е. опять-таки наличие мощного гранитизированного слоя; максимальное сохранение энергетических ресурсов в составе коровых магматических очагов; длительная дифференциация магматического вещества, обеспечивающая максимальную концентрацию свойственных гранитам компонентов. Возрастающая четкость реализации перечисленных условий соответствует по своей результатив-

ности последовательному смещению в направлении от I к XII ситуации классификационной схемы.

В итоге, завершая классификационную схему на наиболее общем уровне системы магматизм — геологическая среда, можно сформулировать следующие положения.

1. Литиеносные пегматиты в наибольшей мере должны быть свойственны средним циклам каждого мегацикла (среднеархейскому, среднепротерозойскому, герцинскому); грейзеновые и постмагматические производные гранитов — завершающим циклам (позднеархейскому, верхнепротерозойскому, мезозойскому). Соответственно наиболее высокотемпературные пегматиты — поздним стадиям ранних циклов, наиболее низкотемпературные — началу средних стадий завершающих циклов. Иными словами, в ходе мегацикла максимум проявления того или иного генотипа классификационной схемы смещается в направлении I→XII. Точно так же в целом пегматиты наиболее свойственны среднему (протерозойскому) мегациклу; постмагматические производные гранитов — палеозойско-мезозойскому.

2. Металлогеническая специализация регионов в значительной мере определяется особенностями реализации в их пределах средних циклов, подготовленными предшествующей историей формирования корового слоя; тип и продуктивность пегматитов и иных производных гранитов — условиями формирования вторичных магматических очагов и характером последующей разрядки напряжений в их кровле, обеспечивающих интрузию того или иного состава.

В заключение необходимо подчеркнуть, что предлагаемая схема закономерностей формирования пегматитовых и иных месторождений и ее теоретическое обоснование являются весьма общими и не выходящими за рамки гипотезы в части металлогенической специализации регионов, включающей основные принципы векторной модели развития вещественных систем. В этом отношении работу следует рассматривать как постановочную, предполагающую значительную детализацию каждого из затронутых вопросов и расширение их круга как в теоретическом, так и в прикладном аспекте. Основная цель автора состояла в том, чтобы показать на примере частной геологической проблемы широкую взаимосвязь и взаимообусловленность любых аспектов развития вещественных систем различных порядков и необходимость их всестороннего исследования на широкой базе геологических, физических и физико-химических представлений.

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.
- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Об особенностях развития срединных массивов.— Сов. геология, 1963, № 8.
- Абрамова Н. Т. Диалектика части и целого.— В кн. «Структура и формы материи». «Наука», 1967.
- Абрамович Г. Я. Геология, петрография и геохимия протерозойских гранитоидов Урик-Ийского грабена и части его обрамления. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1970.
- Абрамович Г. Я., Гундобин Г. М., Рябенко Е. В., Шамес П. И. Структурные и магматические критерии размещения полей редкометальных пегматитов в Восточном Саяне.— Развед. и охрана недр, 1970, № 3.
- Агекян Т. А. Звезды, галактики, метagalaktika. «Наука», 1970.
- Агранович В. М., Лифшиц И. М. Кристаллы. Макроскопические тела.— В кн. «Структура и формы материи». «Наука», 1967.
- Акелин Н. А., Лучицкая А. И., Идрисова Л. В. Минералого-геохимические особенности редкометаллоносных гранитов на примере Базардаринского массива.— Сов. геология, 1971, № 8.
- Александров А. Д. Пространство и время в современной физике в свете философских идей Ленина.— В кн. «Физическая наука и философия». «Наука», 1973.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Леонтьев Л. Н. Тектоника Забайкалья. «Недра», 1973.
- Амбарцумян В. А. Проблемы современной астрономии и физики микромира.— В кн. «Философские проблемы физики элементарных частиц». «Наука», 1964.
- Амбарцумян В. А., Казютинский В. В. Метagalaktika и Вселенная.— В кн. «Структура и формы материи». «Наука», 1967.
- Анфилогов В. Н., Альмухамедов А. И. Дифференциация силикатных расплавов с позиций химической радикальной полимеризации.— Геохимия, 1970, № 5.
- Апельцин Ф. Р., Фельдман Л. Г. Колумбитоносные граниты. Госгеолтехиздат, 1958.
- Арсеньев А. А. О закономерностях размещения кимберлитов в восточной части Сибирской платформ.— Докл. АН СССР, 1961, т. 117, № 5.
- Архаров В. И. Области когерентной перестройки кристаллической решетки при фазовых превращениях в твердых телах.— Физика металлов и металловедение, 1961, т. 12, вып. 6.
- Архипов И. В., Швольман В. А. Тектонический план Памира.— Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, 1964, № 12.
- Асланян А. Т. Динамическая проблема геотектоники.— В сб. «Структуры земной коры и деформ. горных пород». Изд-во АН СССР, 1960.
- Афиногенова Л. Н. Металлогения Юго-Восточного и Центрального Памира.— Сов. геология, 1968, № 11.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. ИЛ, 1963.
- Баженова Г. Н., Леонтьев А. Н., Недумов И. Б. К расчету среднего химического состава дифференцированных редкометальных гранитов.— В сб. «Металлогенические и геологические исследования». Изд. ИМГРЭ, 1973.
- Барашенков В. С., Блохинцев Д. И. Ленинская идея неисчерпаемости материи в современной физике.— В кн. «Физическая наука и философия». «Наука», 1973.
- Барт Т. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
- Бартепьев Г. М. Строение и механические свойства неорганических стекол. Госстройиздат, 1966.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. «Наука», 1967.
- Башарин А. К. Докембрийская структура западной и северной окраин Северо-Американского континента.— В кн. «Вопросы тектоники докембрия континентов». «Наука», 1970.

- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое.— Геотектоника, 1969, № 3, 4.
- Белеловский М. Л. Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным.— В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». «Наука», 1964.
- Белов Н. В. Структура силикатов.— ЗВМО, 1957, ч. 86.
- Белов Н. В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы.— В сб. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза». Изд-во АН СССР, 1959.
- Белов Н. В. Задачи кристаллохимии силикатов.— Кристаллография, 1960, т. 5, вып. 1.
- Белов Н. В. Кристаллохимическая трактовка некоторых особенностей поведения окислов при высоких температурах.— В сб. «Силикаты и окислы в химии высоких температур». М., 1963.
- Белов Н. В., Лебедев В. И. Источник энергии геохимических процессов.— Природа, 1957, № 5.
- Белов Н. В., Литвинская Г. П. Новые представления об изоморфных замещениях.— Вестн. МГУ, 1966, № 6.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Факторы магмообразования в связи с тектогенезом.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Тащиллов А. Ф. Докембрий Среднего Тянь-Шаня. «Недра», 1969.
- Белява Р. Т., Шостацкий А. Н. О выделении гранитоидов Рушанского хребта из состава башгумбеского комплекса.— Докл. АН Тадж. ССР, 1969, т. XII, № 5.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений.— В кн. «Тектоника, магматизм и закономер. размещ. рудных месторождений». «Наука», 1964.
- Белякина М. Н., Долгинов Е. А. К вопросу о генезисе и структурном положении гранитов северо-западной части Енисейского кряжа.— Вестн. МГУ, 1963, № 6.
- Белякина М. Н., Долгинов Е. А., Казаков Г. А. Осадочные серии рифейских геосинклинальных разрезов и проблема байкальского цикла.— Геотектоника, 1968, № 3.
- Берзин Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна. «Наука», 1967.
- Бернал Дж. Д. О роли геометрических факторов в структуре материи.— Кристаллография, 1962, № 4.
- Бернал Дж. Д. О структуре жидкости.— В кн. «Рост кристаллов», т. V. «Наука», 1965.
- Беус А. А. Геохимия литосферы. «Недра», 1972.
- Билибин Ю. А. Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Блинов В. А. Влияние высокого давления на структуру стекла.— В сб. «Стеклообразное состояние». «Наука», 1965.
- Блох А. М. Структура воды и геологические процессы. «Недра». 1969.
- Бобр-Сергеев А. А. Некоторые вопросы синтеза фторфлогопита и изоморфизма в его структуре. Автореф. канд. дис. Изд-во МГУ, 1967.
- Бобр-Сергеев А. А., Аникин И. Н. О ликвационных явлениях во фторсодержащих силикатных расплавах. Тезисы докл. на Всес. совещ. по эксперимент. минералогии и техн. петрографии. Новосибирск, 1968.
- Бобр-Сергеев А. А., Матвеев С. И. О ликвационных явлениях во фторсиликатных расплавах.— В кн. «Редкомет. граниты и пробл. магматической дифференциации». «Недра», 1972.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ.— Сов. геология, 1964, № 9.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статьи 1 и 2.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, т. X, вып. 5, 6.
- Бойцова И. Н., Старицкий Ю. Г. Рельеф фундамента Сибирской платформы.— Сов. геология, 1965, № 10.
- Бокий Г. Б. О мнимых химических соединениях.— Ж. структ. хим., 1963, т. 4, № 1.
- Болотов И. Е. Выделение примесей серы из расплава в предкристаллизационный период.— В кн. «Рост кристаллов», т. V. «Наука», 1965.
- Бондарь Н. А. О влиянии третьего компонента на ликвацию в некоторых двойных силикатных системах.— В сб. «Структурные превращения в стеклах». «Наука», 1965.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
- Боуэн Н. Л. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении.— В сб. «Геология рудн. местор. зап. штатов США». ОНТИ, 1937.
- Братис В. И. и др. Некоторые общие сведения по геологии Северного Афганистана и смежных районов Центральной Азии.— В сб. «Вопросы геол. строения и перспективы нефте-газоносн. Таджикистана», вып. 3. Душанбе, «Ирфон», 1967.

- Бриллюэн Л. Наука и теория информации. Физматгиз, 1960.
- Бриллюэн Л. Новый взгляд на теорию относительности. «Мир», 1972.
- Бродин Б. В. Роль диффузии при замещении минералов и распаде твердых растворов.— Труды Минералог. музея. АН СССР, 1963, вып. 14.
- Буданов В. И. Основные черты истории развития магматизма Памира. Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.
- Буданов В. И. Тектоническое размещение гранитоидных интрузий Памира (основные закономерности).— В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». «Наука», 1964.
- Бузиков И. П. и др. Основные черты развития Восточно-Саянской подвижной области.— Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19.
- Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира.— В сб. «Разломы и гориз. движения земной коры». Изд-во АН СССР, 1963.
- Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. Госгеолтехиздат, 1963.
- Вайскопф В. Физика в XX веке.— УФН, 1970, т. 101, вып. 4.
- Ваккар В. А., Лебедев А. П. Вулканизм формации сибирских траппов и тектоника.— В кн. «Проблемы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1959.
- Ван Боммелен. Горообразование. ИЛ, 1956.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— Труды Сибирск. научн.-исслед. ин-та геол. геофиз. минер. сырья, 1960, вып. 13.
- Виннер Н. Кибернетика. Изд-во «Сов. радио», 1958.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Владимиров Ю. С. Квантовая теория гравитации.— В кн. «Эйнштейновский сборник 1972». «Наука», 1974.
- Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометальных гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
- Власов К. А. Периодический закон и изоморфизм элементов.— Изд. ИМГРЭ, 1963.
- Власов Н. Г., Гниловский Г. В. Докембрийские образования Северного Памира.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 1.
- Волобуев М. И. и др. Геохронология Енисейского кряжа. Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК, пробл. 3. «Наука», 1964.
- Волонтей Г. М. Основные типы развития крупных структур Тувинского межгорного прогиба.— В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск, 1963.
- Вонгаз Л. Б., Коган А. Б. Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью.— В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». «Наука», 1964.
- Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Соколов Б. А. Тектоника Западного Пакистана.— Геотектоника, 1968, № 2.
- Вотах О. А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. «Наука», 1968.
- Вотах О. А., Шибистов Б. В. Строение докембрийского этажа в иркинневском выступе Енисейского кряжа.— В кн. «Тектоника Сибири», т. 3. «Наука», 1970.
- Гаврилова С. П., Хрюкин В. Г., Алексеева Е. А. Интрузивные редкометальные граниты.— В кн. «Редкомет. граниты и пробл. магматической дифференциации». «Недра», 1972.
- Гамкрелидзе П. Д. Выступление на совещании по проблемам связи тектоники и магматизма.— В кн. «Проблемы связей тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Гансер А. Геология Гималаев. «Мир», 1967.
- Гапеева Г. М. О характере связи процессов петрогенезиса и тектогенезиса.— В кн. «Тектоника, магматизм и законом. размещ. рудных местор.». «Наука», 1964.
- Гейзенберг В. Физика и философия. ИЛ, 1963.
- Герлинг Э. К., Искандерова А. Д. Изотопный состав свинца карбонатных пород различного возраста.— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 4.
- Герлинг Э. К., Кольцова Т. В., Яковлева С. С. Сравнительное изучение возраста слюд, амфиболов и пироксенов аргоновым методом.— Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблема происхождения магм различного химического состава.— В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, 1963.
- Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях.— Разведка недр, 1952, № 2.

- Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса.— В сб. «Минералогия и генезис пегматитов». Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. Изд-во АН СССР, 1960.
- Гинзбург А. И. О некоторых закономерностях размещения редкометалльных пегматитовых полей.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 41.
- Гинзбург А. И. Особенности концентрации и расаяния редких элементов в эндогенных процессах.— В кн. «Химия земной коры», т. II. «Наука», 1964.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинных образованиях гранитных пегматитов.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 1.
- Гладков В. Г., Никитин В. П., Хренов П. М. К вопросу о кинематике заложения разрывов в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2.
- Глебов М. П. Минералого-геохимические особенности мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района (Вост. Саян) — Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1970.
- Глико О. А. Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского кряжа.— Сов. геология, 1957, сб. 62.
- Гольденблат И. И. Парадоксы времени в релятивистской механике. «Наука», 1972.
- Гоньшакова В. И. К вопросу о металлогенической специализации и рудообразующей способности магм на примере ультраосновных и основных формаций.— В кн. «Металлоген. специализация магм. комплексов». «Недра», 1964.
- Горжевский Д. П., Козеренко В. Н. Фации глубинности магматических пород и магмотогенных месторождений полезных ископаемых.— Сов. геология, 1963, № 8.
- Горжевский Д. П., Козеренко В. Н. О необратимом характере геологического и металлогенического развития земной коры.— В кн. «Тектоника, магматизм и закономер. размещ. рудных местор.» «Наука», 1964.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. «Наука», 1967.
- Горшков Г. С., Набоко С. И. Современный вулканизм Камчатско-Курильской дуги. Труды I Всес. вулканол. совещ. Изд-во АН СССР, 1962.
- Готт В. С. Категории прерывности и непрерывности в современной физике. «Знание», 1969.
- Григорьев Д. П. Несмешивающиеся силикатные расплавы, близкие по составу к естественным горным породам.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1935, т. 64, № 1.
- Григорьев Д. П. Использование онтогении минералов в петрографии.— Труды ВСЕГЕИ, 1966, вып. 65.
- Грин Т. Х. Экспериментальные исследования генезиса анартозитов при высоких давлениях.— В кн. «Петрология верхней мантии». «Мир», 1968.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбров в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. Происхождение базальтовых магм.— В кн. «Петрология верхней мантии». «Мир», 1968.
- Гришин М. П., Пятницкий В. К., Ремпель Г. Г. Тектоническое районирование и рельеф фундамента Сибирской платформы по геологическим и геофизическим данным.— В кн. «Тектоника Сибири», т. 3. «Наука», 1970.
- Гришкян Р. И. 1. Особенности тектоники раннего докембрия Алданского щита.— 2. Новые данные о строении и развитии системы докембрийских разломов решетчатого типа на Алданском щите.— В кн. «Вопросы тектоники докембрия континентов». «Наука», 1970.
- Грищенко В. Д. Северо-Тяньшаньский разлом.— В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шанья». «Наука», 1964.
- Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Некоторые данные о строении верхней мантии Земли и общая схема изостазии.— В сб. «Изостазия». «Наука», 1964.
- Гуревич Л. Э., Чернин А. Д. Общая теория относительности в физической картине мира. «Мысль», 1970.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. ИЛ, 1963.
- Давыдченко А. Г. К тектонике Юго-Западного Памира.— В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. II. Душанбе, 1964.
- Даценко В. М. О петрографических различиях гранитоидов разного генезиса северо-западной части Енисейского кряжа.— Зап. Красноярск. отд-ния Всес. минералог. об-ва, 1968, вып. 1.
- Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Яскевич В. И. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и некоторые аспекты ее исторического развития.— В кн. «Тектоника зап. части Сиб. платф.», т. 3. «Наука», 1970.
- Делицын Л. М., Мелентьев Б. Н. Существование жидких фаз при высоких температурах. Система хлористый натрий — альбитовое стекло.— Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 6.

- Делицын Л. М., Мелентьев Б. Н. Существование жидких фаз при высоких температурах. Система диопсид —  $R(Li, Na, K)F(F, Cl)$ .— Геохимия, 1970, № 8.
- Дергунов А. Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. «Наука», 1967.
- Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. «Недра», 1964.
- Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов.— Геол. и геофиз., 1964, № 3.
- Додин А. Л., Маньковский В. К. Северо-восточный склон Восточного Саяна.— В кн. «Стратиграфия СССР. Нижний докембрий». Госгеолтехиздат, 1963.
- Домогацкий Г. В., Зацепин Г. Т. Возможности наблюдения нейтрино от коллапсирующих звезд и нейтронные осцилляции.— Изв. АН СССР, серия физ., 1969, т. XXXIII, № 11.
- Дронов В. И. Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира.— В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». «Наука», 1964.
- Другов С. И. Глубинные разломы и блоковое строение Байкало-Патомского нагорья.— В кн. «Геол. и полезн. ископ. Байкалс-Патом. нагорья». Иркутск, Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1966.
- Дуброво С. К. Стеклообразные силикаты лития. «Наука», 1964.
- Дю-Тойт Александр Л. Геология Южной Африки. ИЛ, 1957.
- Дюфур М. С. Геосинклинальный процесс и его эволюция.— Вестн. ЛГУ, 1967, № 18.
- Ершова З. П. Некоторые закономерности расслаивания во фторсиликатных расплавах. Труды VI совещ. по эксперимент. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962.
- Ершова З. П., Ольшанский Я. И. Изучение равновесий несмешивающихся жидкостей в системах типа  $MeF_2—MeO—SiO_2$ .— Геохимия, 1957, № 3.
- Ершова З. П., Ольшанский Я. И. Равновесие двух жидких фаз во фторсиликатных системах, содержащих щелочные металлы.— Геохимия, 1958, № 2.
- Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов.— Металлургия, 1966.
- Есин О. А. О строении расплавленных силикатов.— Успехи химии, 1957, т. XXVI, вып. 12.
- Жабин А. Г., Сурина И. П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва Маймеча-Котуйской провинции. «Наука», 1969.
- Жариков В. А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение.— В сб. «Пробл. петрол. и генет. минералогии», т. 1. «Наука», 1969.
- Жданов В. В. Некоторые вопросы формирования гипербазитовых поясов.— Сов. геология, 1963, № 8.
- Желтов Ю. П. Деформации горных пород. «Недра», 1966.
- Жиров К. К., Артемов Ю. М., Волобуев М. И. и др. Об абсолютном возрасте некоторых образований юга Енисейского кряжа. Материалы по геол. Краснояр. края. Госгеолтехиздат, 1960.
- Жмойдин Г. И., Кулаков И. С. Растворимость сульфида кальция в алюмосиликатных расплавах и их структура.— ЖФХ, 1968, т. XLII, вып. 1.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. «Наука», 1967.
- Захарченко А. И. Внутригранитные пегматиты и особенности их формирования.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». «Недра», 1965.
- Зельдович Я. Б., Гусейнов О. Х. Нейтронизация вещества при коллапсе и спектр нейтрино.— Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 4.
- Зельдович Я. Б., Новиков И. Д. Релятивистская астрофизика. «Наука», 1967.
- Зельдович Я. Б., Новиков И. Д. Теория тяготения и эволюция звезд. «Наука», 1971.
- Иванов В. В., Мейтув Г. М. Геолого-геохимические исследования рудных провинций. «Недра», 1972.
- Ильясов И. Н., Бергман А. Г. Плавкость тройной системы из хлоридов натрия, калия и цезия.— Ж. неорг. хим., 1962, т. VII, вып. 3.
- Инишин П. В. О механизмах дифференциации магмы. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1972.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. ИЛ, 1954.
- Кадик А. А., Хитаров Н. И. Условия термодинамического равновесия силикатный расплав — вода.— Геохимия, 1963, № 10.
- Казмиров Д. А., Калида Г. А., Бакун Н. Н., Лукина Н. В. К вопросу о тектоническом строении Ферганы и закономерностях расположения складок в отложениях мезозоя и кайнозоя.— В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». «Наука», 1964.
- Казьмин В. Г., Фараджев В. А. Тектоническое развитие Яркендского сектора Кузньлуна.— Сов. геология, 1961, № 8.

- Камерон Е. Н. и др. Внутреннее строение гранитных пегматитов. ИЛ, 1951.
- Канищев А. Д. Разрывные нарушения Центрального Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1966, № 7.
- Кард П. Г. Принципы относительности и тождественности в теории относительности.— В кн. «Физическая наука и философия». «Наука», 1973.
- Карпова Е. Д. Выступление на совещании по проблемам связи тектоники и магматизма.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Келлер Б. М. Общие вопросы истории развития земной коры в верхнем докембрии.— В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». Госгеолтехиздат, 1963.
- Кесарев В. В. Движущие силы развития Земли и планет. «Недра», 1967.
- Кинг Филипп Б. Геологическое развитие Северной Америки. ИЛ, 1961.
- Кинг Филипп Б. Тектоника Северной Америки. «Мир», 1972.
- Кириченко Г. И. Тектоника Енисейского кряжа.— В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск, 1963.
- Кларк С. П. мл. Вязкость.— В кн. «Справочник физ. констант горн. пород». «Мир», 1969.
- Клейтон Д. Происхождение элементов.— УФН, 1969, т. 99, вып. 3.
- Клигин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды Юго-Востока Сибири. «Наука», 1970.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Кобозев Н. И. Проблема упорядоченности и неупорядоченности энергии в химической термодинамике. Ст. 1 и 2.— ЖФХ, 1961, т. XXXV, № 12; 1962, т. XXXVI, № 2.
- Кобозев Н. И. О физико-химическом моделировании процессов информации и мышления. Ст. 1 и 2.— ЖФХ, 1966, т. XL, № 2, 4; статья III.— ЖФХ, 1967, т. XLI, № 7; статья IV.— ЖФХ, 1968, т. XLII, № 1.
- Когарко Л. Н., Кригман Л. Д., Шарудило Н. С. Экспериментальные исследования влияния щелочности силикатных расплавов на отделение фтора в газовую фазу.— Геохимия, 1968, № 8.
- Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. «Наука», 1964.
- Комов И. Л. Соотношения аксессуарных элементов в гранитоидах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 6.
- Комов И. Л. О выделении тейского магматического комплекса в Енисейском кряже.— Геол. и геофиз., 1969, № 11.
- Константинов Р. М. и др. Геология месторождений олова зарубежных стран. «Недра», 1969.
- Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С., Маркова И. Г. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпакадалы, т. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
- Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. Проблема металлогенической специализации магматических комплексов.— В сб. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, «Илим», 1968.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Кориковский С. П., Федоровский В. С. О геологических и петрологических взаимоотношениях удоканской серии и станового комплекса.— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 2.
- Кормилицын В. С., Мануйлова М. М. Ритмично-полосчатые кварцевые порфиры горы Бугдан (Юго-Восточное Забайкалье).— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1957, ч. 86, № 3.
- Косыгин Ю. А. Развитие Сибирской платформы в докембрии.— Геология и геофиз., 1962, № 7.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин П. А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1964.
- Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. «Наука», 1966.
- Красильников Б. Н. Условия возникновения древних прогибов класса краевых.— Геол. и геофиз., 1968, № 6.
- Крестников В. Н. История развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии. (ст. 1, 2).— Изв. высш. учеб. заведений, 1959, № 4, 7.
- Крестников В. Н., Нарсеев И. Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.— Сов. геология, 1962, № 11.
- Кричевский Н. Р., Циклис Д. С. Ограниченная взаиморастворимость газов при высоких давлениях.— ЖФХ, 1941, т. 15.

- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. «Наука», 1965.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Янишин А. Л.* Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Кукаркин Б. В.* Звезды и Галактики.— В сб. «Структура и формы материи». «Наука», 1967.
- Кулаков В. В.* Основные черты тектоники Западного Афганистана и прилегающих территорий.— Геотектоника, 1970, № 1.
- Кухтиков М. М.* Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре.— В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». «Наука», 1964.
- Кузьменко М. В.* О роли слюд в процессе концентрации тантала.— Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 6.
- Кузьменко М. В.* Закономерности распределения Та и Nb в слабо дифференцированных редкометалльных гранитных пегматитах и особенности их генезиса.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 16.
- Кузьменко М. В., Солодов Н. А.* Пегматиты как модель магматического процесса.— В кн. «Новые данные по геол., геохимии и генезису пегматитов». «Наука», 1965.
- Кэй М.* Геосинклинали Северной Америки. ИЛ, 1955.
- Лапин В. В.* О ликвиции некоторых фосфор- и фторсодержащих силикатных расплавов.— Труды ИГН АН СССР, серия петрогр., 1949, № 30, вып. 106.
- Лебедев В. И.* Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во ЛГУ, 1957.
- Левин Л. Э.* О термодинамических критериях упорядоченности.— ЖФХ, 1969, т. XLIII, № 7, 8.
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С.* Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6.
- Леонтьев А. Н.* Пегматитолокализующие структуры и зональность одного из полей редкометалльных пегматитов.— Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 16.
- Леонтьев А. Н.* О соотношении между аллометасоматитами гранитного состава и дифференцированными редкометалльными гранитами Белокурихинского массива (Алтай).— В кн. «Редкомет. граниты и проб. магматич. дифференциации». «Недра», 1972.
- Любимова Е. А.* К вопросу о разогревании Земли.— В кн. «Геолог. результаты прикл. геохимии и геофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Лютых Е. Н., Салтыковский А. Я.* К вопросу об образовании гранитного слоя земной коры.— Геохимия, 1961, № 4.
- Магницкий В. А.* О соотношении земной коры с веществом оболочки Земли по геофизическим данным.— Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК.— В сб. «Структуры зем. коры и деформ. горных пород». Изд-во АН СССР, 1960.
- Мазарович А. Н.* Об основных единицах геохронологии.— Докл. АН СССР, 1947, № 3.
- Макаров Е. С.* Факторы взаимной химической индифферентности атомов при изоморфных замещениях в кристаллах.— Геохимия, 1968, № 8.
- Малкин В. И.* Кислотно-основные свойства силикатных расплавов и относительная подвижность ионов. Труды Всес. совещ. по физ. хим. расплавл. солей и шлаков. М., 1962.
- Марков М. А.* О понятии первоматерии.— Вопросы философии, 1970, № 4.
- Марковский А. П., Митгарц Б. Б., Чихачев П. К.* и др. Геологическая карта Средней Азии и прилегающих территорий м-ба 1 : 1 500 000. Изд. Гл. упр. геод. и картогр. МГ СССР, 1966.
- Марфунич А. С.* Наблюдения над последовательностью превращений полевых шпатов в твердом состоянии.— Труды Минералог. музея АН СССР, 1961, вып. 12.
- Мархасев Б. И., Седлицкий И. Д.* О некоторых закономерностях строения расплавов в системах MeO—SiO<sub>2</sub>.— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 4.
- Массайтис В. Л.* Магматические циклы Сибирской платформы.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Массайтис В. Л.* Проблемы траппового магматизма Сибирской платформы.— В сб. «Пробл. петрол. и генетич. минералогии», т. 1. «Наука», 1969.
- Мастюлин Л. А.* О роли некоторых нарушений северо-западного простирания в геологическом развитии Забайкалья.— Вестник научн. информ. Забайкальск. отд-ния геогр. о-ва СССР, Чита, 1966, № 5.
- Межвилк А. А.* Выступление на совещании по проблемам связи тектоники и магматизма.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Меланхолина Е. Н.* Складчатая система невадид Южных Кордильер. «Наука», 1967.

- Мелентьев Б. Н., Делицын Л. М. Проблема ликвации в магме.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1.
- Мелентьев Б. Н., Ольшанский Я. И. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ .— Докл. АН СССР, 1952, т. XXXVI, № 6.
- Мелентьев Г. Б., Делицын Л. М., Мелентьев Б. Н. Ликвация и ее значение в петрологии.— В кн. «Редкомет. граниты и пробл. магматич. дифференциации». «Недра», 1972.
- Мелюхин С. Т. К философской оценке современных представлений о свойствах пространства и времени в микромире.— В кн. «Философские проблемы физики элементарных частиц». «Наука», 1964.
- Менакер Г. Н. Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 6.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. ИЛ, 1963.
- Месхи А. М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира. Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.
- Мирзод С. Х., Колчанов В. П., Манучарянц О. А. Афганистан (краткие сведения о геологическом строении и полезных ископаемых).— Бюл. МОИП, отд. геол., 1968, т. XLIII, № 1.
- Мисник Ю. Ф. О Шилка-Аргунском поперечном пороге.— Геол. и геофиз., 1967, № 5.
- Митрейкина О. Б. Об электронномикроскопическом изучении липаритов.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4.
- Молчанова Т. В. Зоны глыбовых резонансно-тектонических структур периферии Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1969, № 6.
- Мори Дж. В., Хессельгасер Дж. М. Растворимость некоторых минералов в перегретом паре при высоких давлениях.— В сб. «Эксперим. исслед. в области петрограф. и рудообразования». ИЛ, 1954.
- Москалева С. В. Тектоническое положение гипербазитовых формаций в геосинклинальных зонах (на примере Урала).— В кн. «Тектоника, магматизм и закон. размещ. рудных местор.». «Наука», 1969.
- Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника.— В кн. «Вопросы соврем. зарубеж. тектоники». ИЛ, 1960.
- Мур Р. С. Сводка по тектонике Северной Америки.— В сб. «Кордильеры Америки». «Мир», 1967.
- Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей.— Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК.— В сб. «Деформация горных пород и тектоника». «Наука», 1964.
- Муратов М. В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 5.
- Мурина Г. А., Хорева Б. Я., Щеголев Н. Д. Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрологическим и радиологическим данным.— Геотектоника, 1965, № 8.
- Мусатов Д. И. Проблема магнообразования и глубинные разломы.— В кн. «Тектоника, магматизм и закономер. размещ. рудных местор.». «Наука», 1964.
- Нагибина М. С. Выступление на совещании по проблемам связи тектоники и магматизма.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Недумов И. Б. К вопросу о влиянии тектоники на формирование редкометалльных пегматитов.— Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 5.
- Недумов И. Б. Особенности генезиса редкометалльных пегматитов одного из полей Сибири.— Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 8.
- Недумов И. Б. О процессе дифференциации пегматитового расплава и роли тектоники в формировании редкометалльных пегматитов.— В сб. «Минералогия и генезис пегматитов». «Недра», 1965.
- Недумов И. Б. Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитами.— В кн. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». «Наука», 1965.
- Недумов И. Б. Комплексные поисково-оценочные критерии поллуцитоносных пегматитов.— В сб. «Редкие элементы. Сырье и экономика», вып. 6. Изд. ИМГРЭ, 1971.
- Недумов И. Б. Закономерности формирования пегматитов различной рудной специализации. Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Недумов И. Б., Земская И. П. Особенности концентрации редких элементов в ходе гранитоидного и пегматитового процессов в зависимости от геологических условий.— В сб. «Особенности распредел. редких элем. в пегматитах». «Наука», 1969.

- Недумов И. Б., Акелин Н. А., Земская И. П. Влияние региональных и локальных геологических факторов на формирование пегматитов и их редкометалльную специализацию.— В сб. «Пегматитовые редкомет. местор.», вып. 2. Изд. ИМГРЭ, 1971.
- Недумов И. Б., Акелин Н. А., Земская И. П. О фашиальной связи редкометалльных пегматитов и гранитов.— В кн. «Редкомет. граниты и пробл. магматич. дифференциации». «Недра», 1972.
- Никитина Л. П., Хильтова В. Я., Митрофанов Ф. П., Крылов И. Н. Разновозрастные процессы омоложения в докембрийских породах Восточного Саяна.— Труды Лаб. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19.
- Николаев Н. И. Развитие структуры земной коры и ее рельефа по данным неотектоники.— Сов. геология, 1955, сб. 48.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. «Мир», 1967.
- Овчинников Л. Н., Максенков В. Г. Экспериментальное изучение контактовых процессов.— В сб. «Эксперим. иссл. в области глубинных процессов», 1962.
- Овчинников Л. Н. О роли газов в постмагматическом рудообразовании.— В сб. «Проблемы постмагматич. рудообразования», т. 1. Прага, 1963.
- Овчинников Л. Н. Об участии газов в постмагматическом рудообразовании и выделении пневматолитовой фазы.— В сб. «Проблемы постмагматич. рудообразования», т. 2. Прага, 1965.
- Овчинников Н. Ф. Категория структуры в науках о природе.— В сб. «Структура и формы материи». «Наука», 1967.
- Одинцов М. М. Некоторые вопросы тектонического развития платформ.— Геол. и геофиз., 1962, № 6.
- Одинцов М. М. и др. Структура, вулканизм и алмазность Иркутского амфитеатра. Изд-во АН СССР, 1962.
- Ольшанский Я. И. Равновесие двух жидких фаз в простейших фторсиликатных системах.— Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 6.
- Омельяновский М. Э. Квантовая физика и превращаемость элементарных частиц.— В кн. «Философские проблемы физики элементарных частиц». «Наука», 1964.
- Омельяновский М. Э. Проблема элементарного и сложного в квантовой теории.— В кн. «Структура и формы материи». «Наука», 1967.
- Омельяновский М. Э. Ленин и проблемы диалектики в современной физике.— В кн. «Физическая наука и философия». «Наука», 1973.
- Осипов М. А. Термическая контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. Автореф. докт. дис. М., 1974.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 93.
- Павлушкин Н. М. и др. Кристаллизация шлаковых фтор (фосфор)- и титансодержащих стекол.— В сб. «Стеклообразное состояние». «Наука», 1965.
- Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. «Наука», 1967.
- Пасумановский И. М. Новые данные по тектонике фундамента востока Сибирской платформы.— В кн. «Тектоника Сибири», т. 3, «Наука», 1970.
- Пасынский А. Г. Биофизическая химия. «Высшая школа», 1963.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 5.
- Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии.— В кн. «Гималайский и альпийский орогенез.» «Недра», 1964.
- Пекарек Л. Единство объектов и природа с точки зрения науки о неживой природе.— В кн. «Физическая наука и философия». «Наука», 1973.
- Пенроуз Р. Структура пространства — времени. «Мир», 1972.
- Петрушевский Б. А. О тектонической природе Гималаев.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1970, т. XLV, № 1.
- Поваренных А. С. О главных факторах, определяющих изоморфизм элементов.— Минералог. сб. Львовск. гос. ун-та, 1964, вып. 4, № 18.
- Повилайтис М. М. К проблеме генезиса ритмично-зональных гранитоидных массивов и связи с ними молибденового и вольфрамового оруденения.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 2.
- Повилайтис М. М. О явлениях фракционной ритмичной кристаллизации в кислых магмах и их возможном металлогеническом значении.— В кн. «Редкометалльные граниты и пробл. магматич. дифференциации». «Недра», 1972.
- Порай-Кошиц Е. А. Стрoение стекла и начальные стадии стеклообразования.— В сб. «Структ. превращения в стеклах при высоких температурах». «Наука», 1965.
- Проводников Л. Д. Рельеф фундамента Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 6.

- Прокофьев А. А. Основные этапы формирования южной части Сибирской платформы.— В кн. «Тектоника Сибири», т. 3. «Наука», 1970.
- Путилов К. А. Курс физики, т. 1. Гостехиздат, 1957.
- Пэк А. А. Об интрузивной способности магматических пород при дайкообразовании.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968<sub>1</sub>, № 7.
- Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. «Наука», 1968<sub>2</sub>.
- Разумовская Н. Н., Фролов Б. М. К структурно-фациальной характеристике карагаской и оселочной свит северо-восточного Присяянья.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5.
- Резвой Д. П. О великом георазделе Азиатского материка.— В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». «Недра», 1964.
- Резвой Д. П. О важнейшей структурной зоне Южного Тянь-Шаня.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, 1969, № 12.
- Резвой Д. П., Портнягин Э. А., Марушкин И. А. О некоторых особенностях глубинной тектоники Юго-Западного Тянь-Шаня.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва 1969, № 12.
- Ризниченко Ю. В., Косминская И. П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 2.
- Рогов Н. В. Геология докембрийского гранитоидного комплекса Тувинского нагорья Сангилен. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1968.
- Роддер Е. 1. Несмесимость жидкостей при низких температурах в системе  $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ . 2. Соотношение плавкости в системе  $K_2O \cdot 2SiO_2-FeO-SiO_2$ .— В сб. «Эксперимент. исслед. в обл. петрограф. и минералогии». ИЛ, 1954.
- Родионов Г. Г., Бушувев А. Г., Калугин Е. И. Особенности пегматитов, вызываемых условиями их образования.— Геол. рудн. местор., 1972, № 6.
- Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода).— В сб. «Проблемы тектоники». Госгеолтехиздат, 1961.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8.
- Руб М. Г. Флюоритсодержащие шаровые лавы как показатель богатства магмы летучими.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 1.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийских структур. «Наука», 1968.
- Савинский К. А. Глубинная структура южной части Сибирской платформы. «Недра», 1964.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. II. «Недра», 1966.
- Свечников Г. А. Неисчерпаемость материи.— В сб. «Структура и формы материи». «Наука», 1967.
- Северов Э. А. Ниобийсодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии. Изд. ИМГРЭ, М., 1960.
- Сегаль Е. С. К философскому анализу закона  $E=mc^2$ .— В сб. «Некоторые философские проблемы естествознания». Изд-во МГУ, 1969.
- Семенов А. И. О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 4.
- Сиборг Г., Блум Д. Синтетические элементы. УФН, т. 101, 1970, вып. 4.
- Сизых В. И. О Баягинском поперечном разломе.— Вестн. науч. информ. Забайкальск. отд-ния геогр. о-ва СССР, Чита, 1966, № 5.
- Синг Дж. Беседы о теории относительности. «Мир», 1973.
- Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. Изд-во АН СССР, 1957.
- Синицын В. М. Об одной особенности геологической структуры Азии.— В кн.: «Русская и Сибирская платформы и их обрамление». Изд-во АН СССР, 1963.
- Синицын В. М. Роль солнечной энергии в развитии земной коры.— Вестн. ЛГУ, 1964, № 6.
- Славин В. И. Памиро-Нуристанский срединный массив — представитель мезозойских сооружений внутри альпийского геосинклинального пояса.— В сб. «Мезозойский тектогенез». Магадан, 1969.
- Слепнев Ю. С., Шанин Л. Л. Абсолютный возраст редкометальных пегматитов В. Саяна.— Геохимия, 1961, № 1.
- Сливко М. М. О взаимосвязи между периодической системой Д. И. Менделеева и изоморфизмом.— Минералог. сб. Львовск. гос. ун-та, 1969, вып. 1, № 23.
- Смирнов А. Д., Недумов И. Б., Булдаков В. В. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. Изд-во АН СССР, 1963.
- Смирнов А. Д. и др. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. «Наука», 1967.

- Смирнов Б. А. Влияние условий опыта на переход бинарной расслаивающейся смеси через критическую область.— ЖФХ, 1961, т. XXXV, № 10, 11.
- Смирнов Я. Б. Тепловой поток и распределение глубинных температур в тектонически активных поясах Земли.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Сморodinский Я. А. Законы и парадоксы элементарных частиц. «Знание», 1969.
- Смит Ф. Г. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов.— В кн. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». ИЛ, 1954.
- Смит Ф. Г. Физическая геохимия. «Недра», 1968.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949.
- Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геол. и геофиз., 1964, № 1.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1962.
- Солодов Н. А. Перспективная оценка пегматитов. «Наука», 1971.
- Станюкович К. П., Колесников С. М. Философские аспекты современной космологии и теории гравитации.— В кн. «Физическая наука и философия». «Наука», 1973.
- Субботин С. И. О причинах и механизме образования платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры.— В сб. «Структуры зем. коры и деформ. горных пород». Изд-во АН СССР, 1960.
- Судовиков Н. Г. Тектонические движения и региональный метаморфизм.— В кн. «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. II. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Таттл Т. Г., Фридман И. Н. Несмесимость жидкостей в системе  $H_2O-Na_2O-SiO_2$ .— В сб. «Вопросы физ. химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
- Твалчрелидзе Г. А. Выступление на совещании по проблемам связи тектоники и магматизма. «Наука», 1969.
- Тейлер Р. Строение и эволюция звезд. «Мир», 1973.
- Терлецкий Я. П. К вопросу о пространственной структуре элементарных частиц.— В кн. «Философские проблемы физики элементарных частиц». «Наука», 1964.
- Тер Хаар Д., Верглант Г. Термодинамика и статистическая механика в специальной теории относительности.— В сб. «Эйнштейновский сборник 1972». «Наука», 1974.
- Топунова Г. А. Комплексные редкометалльные пегматиты Берник-Лейк (Канада).— В сб. «Редкие элементы. Сырье и экономика», вып. 3. Изд. ИМГРЭ, 1969.
- Торн К. Гравитационный коллапс.— Земля и Вселенная, 1969, № 1.
- Тринчер К. С. Биология и информация. «Наука», 1965.
- Тугаринов А. И. О поездке в страны Западной Африки.— Геохимия, 1965, № 11.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. «Недра», 1966.
- Уилер Дж., Гаррисон Б., Вакано М., Торн К. Теория гравитации и гравитационный коллапс. «Мир», 1967.
- Уилсон М. Е. Докембрий Канады.— В кн. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». «Мир», 1968.
- Фаворская М. А. Петрографические критерии ликвации в кислых лавах.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 90.
- Фейнман Р., Лейтон Р., Эндис М. «Фейнмановские лекции по физике». Т. Т. 1—9. «Мир», 1965, 1966.
- Ферман А. Е. Пегматиты, т. 1 (Гранитные пегматиты). Изд-во АН СССР, 1931.
- Фишер И. З. Статистическая теория жидкостей. Изд-во физ.-мат. лит., 1961.
- Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях.— В сб. «Эксперим. иссл. в области петрогр. и рудообразования». ИЛ, 1954.
- Фогель В. О. О микрогетерогенной структуре стекла.— В кн. «Стеклообразное состояние». «Наука», 1965.
- Франко Р. Р., Шерер Ж. Ф. Температура плавкостей в смесях полевых шпатов, натрия, калия и кальция.— В сб. «Эксперим. иссл. в области петрогр. и рудообразования». ИЛ, 1954.
- Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей. Изд-во АН СССР, 1945.
- Хаин В. Е. О крупных и крупнейших циклах в истории Земли.— Науч. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 1.
- Хаин В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития.— В сб. «Структуры земн. коры и деформ. горных пород». Изд-во АН СССР, 1960.

- Хайн В. Е. О соотношении древних платформ, плит, молодых платформ и так называемых областей завершенной складчатости.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1970, т. XLV (2).
- Халилов М. Х. Абсолютный возраст гранитоидных массивов юго-западной части Рушанского хребта по данным калий-аргонового метода.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 5.
- Халилов М. Х. Об абсолютном возрасте хрусталеносных жил северо-восточной части Ванчского хребта.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 7.
- Харкевич Д. С., Москалева В. Н. Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Харкевич Д. С., Москалева В. Н., Варданянц Л. А. и др. Объяснительная записка к карте магматических формаций СССР м-ба 1:2 500 000. Изд. ВСЕГЕИ, Л., 1971.
- Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. «Мир», 1966.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структур земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста.— В сб. «Деформация горных пород и тектоника». «Наука», 1964.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Кадик А. А. Растворимость воды в расплаве гранитного состава при давлениях до 7000 атм.— Геохимия, 1963, № 10.
- Хьюит Д. Структурные особенности Моховской пустыни.— В кн. «Земная кора». ИЛ, 1957.
- Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе безщелочных пироксенов.— Труды ИГН АН СССР, 1951, петрогр. серия, № 41, вып. 138.
- Циклис Д. С. Расслоение газовых смесей. «Химия», 1969.
- Цуй Бин-синь, Константинов В. И., Лужная Н. П. Растворимость и взаимодействие фаз в системах из  $Ta_2O_5$ , фторидов, хлоридов калия и тантала.— Ж. неорг. хим., 1963, т. VIII, вып. 2.
- Чандрасекхар С. О возрастающем значении общей теории относительности для астрономии.— УФН, 1974, т. 112, вып. 2.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Изд-во АН УССР, 1963.
- Чебаненко И. И. Проблема складчатых поясов земной коры. «Наукова думка», 1964.
- Черкинский Ю. С. Химия полимерных неорганических вяжущих веществ. «Химия», 1967.
- Шалимо З. Н. О микронеоднородной структуре стекол системы  $SiO_2-Al_2O_3-CaO-Na_2O$ .— В сб. «Стеклообразное состояние». «Наука», 1965.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1932, т. 10, № 3, 4.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. «Наука», 1970.
- Шейнманн Ю. М. Заметки к классификации структур материков.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Шейнманн Ю. М. О тектонических условиях магнообразования.— В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, 1963.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты связей магмы и тектоники.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Шеннон К. Работы по теории информации и кибернетика. ИЛ, 1963.
- Шестакова Л. А., Нагорный Г. И., Финкельштейн Н. Ф. Тройная система из сульфатов Na, K и Ba.— Изв. физ.-хим. научн.-исслед. ин-та при Иркутск. гос. ун-те, 1961, т. V, вып. 2.
- Шилин Н. Л. Оценка температуры и давления, существовавших при формировании двухфазных гипабиссальных тел (Центральная Камчатка).— В сб. «Магма мало-глубинных камер». «Наука», 1970.
- Шинкарев Н. Ф. О проблеме происхождения гранитов.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1974, ч. III, вып. 4.
- Шипулин Ф. К. Об энергии интрузивных процессов.— В кн. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». «Наука», 1969.
- Шипулин Ф. К. К геохимии магматических процессов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 3.
- Шкловский Н. С. Пульсары как астрономические объекты.— Земля и Вселенная, 1970, № 4.
- Шредингер Э. Что такое жизнь с точки зрения физики. ИЛ, 1947.

- Штернберг А. А.* Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного магмообразования.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 5.
- Штернберг А. А.* К вопросу о строении жидкости.— В кн. «Рост кристаллов», т. V. («Наука»), 1965.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И.* О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». «Наука», 1969.
- Шерба Г. Н., Овчаренко Е. Ф., Мальков Р. Н.* Молодые граниты и грейзены Нигерии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 2.
- Щербина В. В.* К геохимии силикатных расплавов.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1964, ч. ХСШ, вып. 5.
- Эддес Л.* Динамическая модель Земли.— Бюл. Совета по сейсмол. № 6. Изд-во АН СССР, 1957, № 6.
- Эйдук Ю. Я., Седмал У. Я., Берзинь Р. Я.* К структуре алюмосиликофосфатных стекол.— В сб. «Стеклообразное состояние». «Наука», 1965.
- Эйнштейн А.* О методе теоретической физики. Предварительные замечания о фундаментальных понятиях.— В кн. «А. Эйнштейн. Физика и реальность». «Наука», 1965.
- Эйтель В.* Физическая химия силикатов. ИЛ, 1962.
- Эрлих Э. Н.* О строении кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Суханского прогиба.— Труды НИИГА, 1962, 212, вып. 18.
- Яншин А. Л.* Проблема срединных массивов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, т. XL (5).
- Яншин А. Л.* (гл. ред.) и др. Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии м-б 1 : 5 000 000). «Наука», 1966.
- Adams G. W.* Beryllium deposits of the Mount Antero region, Cheffec County, Colorado.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1953, v. 982 — D.
- Blaise Jacques.* La structure de la region de Maidan, à l'Ouest de Kaboul (Afghanistan).— C. r. Acad. sci., 1968, D 266, N 19.
- Birch F.* The earth's mantle. Elasticity and constitution.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1954, 35.
- Bland Rudolph I. Jr.* Some notes on asteriated quartz in Virginia.— Rocks and Minerals, 1965, v. 40, N 11.
- Bockris I. O'M., Tomlison I. W., White I. L.* The structure of the liquid silicates: partial molar volumes and expansivities.— Trans. Faraday Soc., 1956, v. 52, N 3.
- Bowden P.* Lithium in Jounger granites in Northern Nigeria.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966, v. 30, N 6.
- Bowen N. L., Tuttle O. F.* The system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ .— J. Geol., 1955, v. 58, N 5.
- Brockhouse B. N.* Inelastic scattering of neutrons in solids and liquides. I. A. E. A. Vienna, 1961, v. 113.
- Buerger M. G.* The structural nature of the mineralizes action of fluorine and hydroxyl.— Amer. Mineralogist, 1948, v. 33, N 11-12.
- Bullings M. P.* Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire.— Amer. J. Sci., 1945, 234-A.
- Brock B. B.* Some observations on vertical tectonics in Africa. Trans. Amer. Geophys. Union, 1955, v. 36.
- Cahen L.* Review of geochronological knowledge in Middle and Northern Africa. Geochronology of rock system. N. Y., 1961.
- Charles R. I.* Metastable liquid immiscibility in alkali metal oxide — silica system.— J. Amer. Ceram. Soc., 1966, v. 49, N 2.
- Derry D. R.* Geology of the area from Minalei to Sydney Lake, District of Kenora.— Annual Rept Ontario Dept. Mines, 1930, v. 39, pt 3, N 24.
- Derry D. R.* Lithium-bearing pegmatites in Northern Quebec.— Econ. Geol., 1950, v. 45, N 2.
- Davies I. E.* Manitoba lithium depositis.— Canad. Mining J., 1956, v. 77, N 4.
- Dietzel A.* Strukturchemie des Glases.— Naturwissenschaften, 1941, Bd. 29.
- Eckelmann W. R., Kulp I. L.* Uranium lead method of age determination.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, v. 68.
- Gallup R. W.* Eastern tourmaline.— Rocks and Minerals, 1970, v. 45, N 3.
- Gardiner G.* The famous pegmatites of Newry, Maine.— Gems and Minerals, 1967, N 359.
- Green L. H., Godwin C. I.* Mineral industry of Jukon territory and Southwestern district of Mackenzie.— Geol. Surv. Canada, 1963.

- Gilluly I.* Distribution of mountain building in geological time.—Bull. Geol. Soc. America, 1949, v. 60, N 4.
- Gilluly I.* Chronology of tectonic movements in the Western United States.—Amer. J. Sci., 1967, v. 265.
- Greig I. W.* Immiscibility in silicate melts.—Amer. J. Sci., 1927, v. 13.
- Griggs D., Handin J.* Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes rock deformation (a Symposium). N. J., 1960.
- Heinrich E. W.* Zoning in pegmatite district.—Amer. Mineralogist, 1953, v. 38.
- Heinrich E. W.* Micaceous of the Brown Derby pegmatites, Gunnison County, Colorado.—Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, N 7-8.
- Holmes A., Cahen L.* Géochronologie africaine Resultates acquis au 1-er juillet 1956.—Mém. Acad. roy. sci. colon. Cl. natur. et méd., nouv. sér., 1957, v. 5, N 1.
- Horning G., Knorrung O. V.* The pegmatite of the North Mtoko Region, Southern Rhodesia.—Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa, 1962, v. 65, N 2.
- Hutchinson R. W.* Regional zonation of pegmatites near Ross Lake district of Mackenzie, northwest territories.—Bull. Geol. Surv. Canada, 1955, v. 34.
- Hutchinson R. W.* Geology of the Montgomery pegmatite.—Econ. Geol., 1959, v. 54, N 8.
- Irwin W. P.* Geologic reconnaissance of the Northern Coast Ranges and Klamath Mountains, California, with a summary of the mineral resources.—Bull. Calif. Dept. Natur. Res., Div. Mines, 1960, N 179.
- Jacobson R. E., Norman W., MacLeod, Black R.* Ring-complexes in the younger granite province of Northern Nigeria.—Mem. Geol. Soc. London, 1958, N 1.
- Jahns R. H.* Pegmatites of Southern California.—Geol. S. Calif. Bull. 1954, 170, chapter VII.
- Jahns R. H., Wright L. A.* Gem and lithium-bearing pegmatites of the Pala district, San Diego county, California.—Calif. Div. Mines. Spec. Rept, 1951, 7 — A.
- Johnson Paul Willard.* Common gems of San Diego county, California.—Gems and Gemology, 1968—1969, N 12.
- Kennedy a. o.* The upper three-phase region in the system  $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ .—Amer. J. Sci., 1962, N 267.
- Kester T. L.* The tin-spodumene belt of the Carolinas.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1942, N 936-1.
- Kopp R. S.* Evaluation of beryl-bearing pegmatites of the Cepper Mountain mining district, Fremont County, Wyoming.—Compass Signia Gamma Epsilon, 1965, 43, N 1.
- Koster van Groos A. F., Wyllie P. T.* Experimental data bearing on the role of liquid immiscibility the genesis of carbonatites.—Nature, 1963, v. 199, N 4895.
- Koster van Groos A. M., Wyllie P. J.* Liquid immiscibility in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{Na}_2\text{O}$ .—Geol. Soc. America. Spec. Paper, 1964, v. 76, p. 172.
- Koster van Groos A. F.* The origin of sulfide genosites: petrographic evidence for liquid immiscibility between silicate magmas and sulfide melts.—Econ. Geol., 1967, v. 62, N 4.
- Kushiro I., Kuno H.* Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks.—J. Petrol., 1963, v. 4, N 1.
- Landes K. K.* Paragenesis of the granite pegmatites of central Main.—Amer. Mineralogist, 1925, v. 10, N 11.
- Larsen E. S.* Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey quadrangles, Southern California.—Mem. Geol. Soc. America, 1948, v. 29.
- Lelubre M.* Problèmes de la géologie de l'Antecambrien en Ahaggar (Sahara Central).—Bull. Soc. géol. France, sér., 1962, v. 7, 3, N 2.
- Liebenberg W. R.* The occurrence and origin of gold and radioactive minerals in the Witwatersrand system, the Dominion Reef, the Ventersdrop Contact-Reef and the Black-Reef.—Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa, 1955, N 58.
- Lutr W. C.* The system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$  and  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$  to 20 kb and the relationship between  $\text{H}_2\text{O}$  content  $\text{P}_2\text{H}_2\text{O}$  and P total in granitic magmas.—Amer. J. Sci., 1969, v. 267-A.
- Lyons J. B. a. o.* Lead-alpha ages of some New Hampshire granites.—Amer. J. Sci. 1957, 255.
- Macgregor A. M.* The geology and geochronology of Southern Rhodesia (Abstr.).—Proc. Geol. Soc. London, 1955—1956, N 1541.
- Morton D. M., Baird A. R., Baird K. W.* The Lakeview Mountains Pluton, Southern California Batholith.—Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80.
- Morey G. W., Ingerson E. A.* Bomb for use in hydrothermal experimentation.—Amer. Mineralogist, 1937, 22.

- Mulligan R.* Lithium deposits of Manitoba, Ontario and Quebec.—*Geol. Surv. Canada Paper*, 1957, v. 57, N 3.
- Mulligan R.* Beryllium occurrences in Canada.—*Dept Mines and Techn. Surv. Geol. Surv. of Canada, Ottawa*, 1960, N 40.
- Mulligan R.* Geology of Canada lithium deposits.—*Econ. Geol.*, 1965, N 21.
- Nicolaysen L. O. a. o.* New measurement relating to the absolute age of the Transvaal system and of the Bushveld igneous complex.—*Trans. and Proc. Geol. Sos. S. Africa*, 1958, v. 61.
- Nordwood E. E.* Geological history of Central and South-Central Montana.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1965, v. 49, N 11
- Norin E.* Geological explorations in Western Tibet, Stockholm, 1946.
- Norton J. J. a. o.* Geology and mineral deposits of some pegmatites in the Southern Black Hills, South Dakota.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1964, 297-E.
- Norton J. J.* Composition of a pegmatite, Keystone, South Dakota.—*Amer. Mineralogist*, 1970, v. 55, N 5—6.
- Ode H.* Faulting as a velocity discontinuity in plastic deformation. Rock deform (a Symposium). N. J., 1960.
- Osborn E. E.* Role of exigen pressure in the cristallization and differentiation of basaltic magma.—*Amer. J. Sci.*, 1959, v. 207.
- Page L. R. a. o.* Pegmatite investigations 1942—45, Black Hills, South Dakota.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1953, v. 247.
- Proctor P. D. a. o.* Layered pegmatites, southern Wind River Mountains, Fremont County, Wyoming.—*Econ. Geol.*, 1968, v. 63, N 6.
- Pue E. G.* Lithium in Nortwest Ontario.—*Canad. Mining J.*, 1956, N 27.
- Rowe A. Ranga.* On the Krol nappe hepothesis.—*J. Geol. Soc. India*, 1968, v. 9, N 2.
- Rowe R.* Pegmatitic lithium deposits in Canada.—*Econ. Geol.*, 1954, v. 49, N 5.
- Saggerson E. P., Williams L. A. J.* Ngurumanite from Southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the system in the Northern Tanganyika alkaline.—*J. Petrology*, 1964, v. 5, N 1.
- Seaman D. M.* The paragenesis of the Walden pegmatite, Portland, Connecticut.—*Rocks and Minerals*, 1970, v. 45, N 7—10.
- Shainin V. E., Delloig L. F.* Pegmatites and associated rocks in the Newry Hill area, Oxford County, Main.—*Geol. Surv. Bull.*, 1965, N 6.
- Stockwell C. H.* Geology and economic minerals of Canada. 4 thed.—*Canad. Geol. Surv. Econ. Geol.*, 1957, N 1.
- Shride A. F.* Younger Precambrian geology in Southern Arizona.—*Geol. Surv. Protes. Paper*, 1965, v. 82.
- Simpson Dable R.* Geology of the central part of the Ramona pegmatite district San Diego County, California.—*Spec. Rept Calif. Divi. Mines and Geol.*, 1965, N 86.
- Symons R.* Mining at Bikita.—*Mining J.*, 1960, v. 254, N 6511.
- Symons R.* Operation at Bikita Minerals, Ltd., Southern Rhodesia.—*Bull. J. Mining and Metallurgy*, 1961, N 661; 1962, N 664.
- Taliaferro N. L.* Geologic history and correlation of the Jurassic of southwestern Oregon and California.—*Bull. Geol. Soc. America* 1942, v. 53, N 1.
- Thiele Otto.* Bemerkungen zur tektonischen Karte von Iran.—*Verhandl. Geol. Bundesanst.*, 1967, N 1—2.
- Turner D. C.* Cesium and rubidium.—*Mining Annual Rev.*, 1970.
- Tyndale-Biscoe M. A.* The geology of the Bikita tin field, Southern Rhodesia.—*Trans. and Proc Geol. Soc. S. Africa* 1951, v. 54.
- Verhoogen I.* Ionic diffusion and electrical conductivity in quartz.—*Amer. Mineralogist*, 1952, v. 37, p. 637—655.
- Willard Johnson Paul* Common gems of San Diego County, California.—*Gems and Gemology*, 1968—1969, N 12.
- Wilson M. E.* Early Precamblian rocks of the Timiskaming region, Quebec and Ontario.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1956, v. 67, p. 1397.
- Woollard G. P.* Crustal structure from gravity and seismic measurements.—*J. Geophys. Res.*, 1959, v. 64, N 10.
- Wright I. B.* Controls of mineralization in the older and younger tin fields of Nigeria.—*Econ. Geol.*, 1970, v. 65, N 8.
- Ziegler P. A.* Guidebook for Canada Cordillera Field trip. *Internat. Sympos Devonian System. Alberta Soc. Petrol. Geologists. Colgary*, 1967.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора . . . . .	3
Введение . . . . .	5
Геологические условия формирования гранитов и пегматитов . . . . .	8
Юго-западное обрамление Сибирской платформы . . . . .	8
Юго-восточное обрамление Сибирской платформы . . . . .	28
Мезокайнозойская область Памира . . . . .	45
Северная Америка . . . . .	63
Южная Родезия и Нигерия . . . . .	79
Общая классификационная схема . . . . .	86
Характерные типы месторождений . . . . .	89
Некоторые общие вопросы геологического развития . . . . .	132
Система магматизм — геологическая среда . . . . .	148
Общие теоретические представления . . . . .	148
Силикатные расплавы . . . . .	162
Гранитоидный магматизм и пегматитообразование . . . . .	185
Металлогеническая специализация регионов . . . . .	196
Общие предпосылки . . . . .	196
Векторная модель взаимодействий . . . . .	200
Геологическая система взаимодействий . . . . .	213
Литература . . . . .	220

**ИГОРЬ БОРИСОВИЧ НЕДУМОВ**  
**Магматизм и пегматитообразование**

*Утверждено к печати  
Институтом минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов*

Редактор издательства *Т. Б. Гришина*  
Художник *В. Т. Виноградов*  
Художественный редактор *С. А. Литвак*  
Технический редактор *С. Г. Тихомирова*

Сдано в набор 28/II 1975 г. Подпис. к печ. 25/VI 1975 г.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 1  
Усл. печ. л. 22,05. Уч.-изд. л. 22,5.  
Тираж 1000. Т-10937  
Тип. зак. 4463  
Цена 2 р. 25 к.

Издательство «Наука»  
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография издательства «Наука»,  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

2 р. 25 к.

1427



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»