

В.А.РУДНИК

гранито- образование

и
формирование
земной
коры
в

докембрии

НЕДРА

В. А. РУДНИК

552.32 +
551.24; 551.72

1394

Гранито- образование и формирование земной коры в докембрии



ЛЕНИНГРАД
„НЕДРА“
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1975



Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., «Недра», 1975. 415 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

Книга посвящена главнейшим закономерностям формирования гранитоидов и земной коры в докембрийскую историю Земли, составляющую $\frac{7}{8}$ всей истории ее развития.

Рассмотрены главнейшие закономерности гранитообразования и гранитизации в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

На основе анализа большого объема литературных данных реконструирована общая направленность формирования земной коры в докембрии и предложена его новая геохронологическая шкала.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, петрографов и геохимиков. Она может быть полезной студентам старших курсов геологических факультетов.

Табл. 34, ил. 75, список лит. 619 назв.

Предисловие

Проблемы гранитообразования и формирования земной коры, неразрывно связанные между собой, являются, пожалуй, наиболее актуальными из всех проблем современной геологии. Актуальность их обусловлена тем, что именно земная кора, а точнее гранитный слой земной коры,— это практически единственно доступная непосредственному геолого-петрологическому изучению оболочка земного шара, и тем, что гранитоиды, особенно в пределах докембрийских геологических формаций, являются наиболее распространенными горными породами, и, наконец, тем, что именно с гранитоидами связана большая часть эндогенных полезных ископаемых.

Естественно, на эти проблемы обращено большое внимание геологов. Однако, как это ни странно, именно проблема гранитообразования имеет наименее унифицированную понятийную и терминологическую базу, а главная масса исследований посвящена рассмотрению закономерностей формирования гранитоидов и земной коры в фанерозое, а не в докембрии, на долю которого приходится $\frac{7}{8}$ геологической и $\frac{8}{9}$ всей истории Земли. И хотя докембрийский этап является определяющим в формировании и развитии земной коры и ее «гранитного слоя», именно в геологии докембрия наибольшее количество «белых пятен» и дискуссионных вопросов, еще очень далеких от своего решения. Одним из таких вопросов является проблема гранитообразования и взаимосвязи его с закономерностями формирования литосферы, в особенности на самых ранних этапах развития Земли.

Все вышесказанное побудило автора посвятить предлагаемую работу рассмотрению геохимической и геолого-петрологической направленности гранитообразования и его пространственно-временной эволюции в пределах докембрийских складчатых областей.

Актуальность этой проблемы обусловлена также и тем, что с ее решением во многом связан и прогресс в формационном анализе докембрийских гранитоидов, который имеет первосте-

пенное значение для геологической съемки и прогнозирования полезных ископаемых областей развития глубоко и неоднократно метаморфизованных пород.

Сложность даже приближения к решению этой проблемы обусловлена тем, что объект исследования — докембрийские горные породы — представляет собой результат совмещения в пространстве многих одновременных процессов метаморфизма, магматизма, тектогенеза. «Проявление» свернутой в таких глубоко и неоднократно метаморфизованных горных породах информации о генезисе и возрастных рубежах указанных процессов требует использования специальной целенаправленной методики исследования. Как показал опыт изучения докембрия Восточной Сибири и Дальнего Востока, наибольшими потенциальными возможностями в реконструкции закономерностей докембрийской эволюции земной коры обладают методы геохимических и в особенности ядерно-изотопных исследований генетически разнотипных, разновозрастных и различных по вещественному составу горных пород. Причем в основу применения этих методов положены геологические модели истории развития конкретных участков земной коры, построенные с учетом результатов изучения закономерностей гранитообразования в их пределах.

Подобный комплексный подход к исследованию докембрийских геологических формаций позволил реконструировать наиболее ранние этапы в докембрийской истории формирования земной коры в пределах Алданского щита и некоторых районов Восточной Сибири и Дальнего Востока и выделить в ее формировании ряд тектоно-магматических циклов, характеризующихся определенной направленностью процессов метаморфизма, гранитообразования и эндогенного литогенеза в целом. Эти данные о становлении земной коры и об интенсивной геологической деятельности, и в частности вулканического магматизма и гранитообразования, уже на самых ранних этапах развития земного шара коррелируются с результатами геолого-петрологических и радиологических исследований докембрия Восточно-Европейской, Африканской, Северо- и Южноамериканской, Индийской и Австралийской платформ. Так как установленные закономерности формирования и развития земной коры в докембрии не согласуются с представлениями о времени и о направленности образования земной коры на основе общепризнанных концепций формирования Земли, потребовался пересмотр этих представлений с целью приведения их в соответствие с надежно установленными к настоящему времени космогеологическими данными. Указанные данные обусловили и построение работы, состоящей из трех частей.

Первая часть посвящена определению главнейших понятий и систематике продуктов и процессов гранитообразования и связанных с ними явлений, в частности таких, как ультрамета-

морфизм и гранитизация, анатексис и палингенез, базификация и дегранитизация и др.

Вторая часть посвящена рассмотрению главнейших закономерностей гранитообразования в пределах Восточной Сибири и Дальнего Востока (Алданский щит, хребты Становик, Джугджур, Джагды-Тукурингра, Буреинский кристаллический массив), установленных автором в процессе полевых и камеральных исследований 1956—1974 гг., и их использованию для решения различных геолого-петрологических задач.

Все выводы о балансе вещества в процессе гранитообразования основаны на результатах пересчета оригинальных авторских данных химических анализов горных пород по атомно-объемной системе, подробно изложенной ранее в ряде специальных работ [151, 362]. Все расчеты и построения, связанные с парагенетическим анализом минеральных ассоциаций гранитоидов, произведены по методике Д. С. Коржинского [177] и выполнены Г. М. Беляевым, а сбор и статистическая обработка ретроспективной петрохимической информации, используемой в работе, произведены В. Н. Верхало-Узким под общим руководством автора настоящей работы. В этом разделе использованы также данные статистической обработки результатов нескольких тысяч спектральных анализов пород, проведенной Б. Е. Кудрявцевым в процессе совместных исследований.

Как логическое следствие результатов исследований закономерностей гранитообразования и формирования земной коры в пределах Восточной Сибири и Дальнего Востока, а также ранее проведенного моделирования главнейших закономерностей образования геосфер [389, 431, 435] рассмотрена общая направленность процесса гранитообразования и его роль при формировании земной коры.

Третья часть посвящена общим аспектам гранитообразования и формирования земной коры в докембрийской истории развития Земли. На основе установленных нескольких тектономагматических циклов докембрия Восточной Сибири и Дальнего Востока длительностью порядка 700—1000 млн. лет каждый произведена корреляция геологических событий в пределах главнейших выходов докембрийских геологических формаций земного шара и показан глобальный характер этих циклов. Анализ главнейших закономерностей в развитии указанных тектономагматических циклов привел к выводу о правомерности выделения тектономагматических мегациклов в докембрии Земли с главнейшими рубежами 3700 ± 200 и 2100 ± 200 млн. лет. Все эти данные явились геологическими предпосылками к пересмотру геохронологической шкалы периодизации докембрия и созданию ее новой модели с выделением протерозоя, археозоя и азоя, а также к пересмотру представлений о формировании геосфер Земли и земного шара в целом, чему были посвящены работы [389, 432, 435].

В заключение пользуюсь случаем выразить глубокую благодарность Э. В. Соботовичу — моему другу и соавтору многих работ по ядерно-изотопным исследованиям наиболее ранних геологических образований Алданского щита и теоретических проблем петрогенеза, а также космогеологическим аспектам формирования нашей планеты. Постоянное дружеское обсуждение с ним самых разнообразных аспектов геохимии и космохимии служило автору источником вдохновения и творческих идей.

Благодарю Г. М. Беляева — моего идейного соратника по изучению закономерностей гранитообразования в пределах Алданского щита, бескорыстно предоставлявшего материалы своих исследований в полное мое распоряжение до их опубликования, что позволило значительно углубить разделы, связанные с использованием результатов парагенетического анализа гранитоидов для реконструкции физико-химических закономерностей их формирования.

На формирование моих взглядов в области формационного анализа большое влияние оказали идеи, развиваемые В. И. Драгуновым, а в области метасоматизма — Ю. В. Казицыным, Н. И. Наковником и Д. В. Рундквистом.

Считаю своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность В. В. Жданову, Э. П. Изоху, В. И. Казанскому, Д. С. Коржинскому, Ю. А. Кузнецову, Б. И. Омеляненко, В. М. Слободскому и Ф. Н. Шинкареву за критические замечания, сделанные при просмотре рукописи, и за плодотворные дискуссии по различным аспектам рассматриваемых в настоящей работе проблем.

Приношу свою признательность моим друзьям и товарищам по работе: Э. Д. Дворкиной и В. И. Васильеву за дружескую помощь и творческую дискуссию по многим аспектам работы, В. Н. Верхало-Узкому и Т. А. Павловой за подбор и статистическую обработку петрохимических данных, Е. В. Гапошиной, Т. Д. Ёлкиной и Н. М. Кузнецовой за помощь в оформлении работы, Н. П. Сокович, Е. М. Касьяновой и Л. Л. Журавлевой за подготовку и оформление графического и табличного материала.

Принятые сокращения

- Аб — альбит
 Ад — адуляр
 Ак — акмит
 Акт — амфибол ряда тремолит — актинолит
 Акц — акцессорные минералы
 Алм — гранат ряда пироп — альмандин
 Амф — амфибол ряда куммингтонит — грюнерит
 Амф_{сщ} — амфибол субщелочной
 Амф_щ — амфибол щелочной
 Анд — андалузит
 Андр — андрадит
 Ант — антофиллит
 Би — железо-магнезиальная слюда ряда биотит-флогопит
 Вол — волластонит
 Ге — гематит
 Гип — гиперстен
 Гр — гранат ряда гроссуляр — андрадит
 Граф — графит
 Ди — диопсид
 Ил — ильменит
 Ка — кальцит
 Карб — карбонат
 Кв — кварц
 Ки — кианит
 Кор — корунд
 Корд — кордиерит
 Кпш — калиевый полевой шпат
 Кпи — клинопироксен
 Кум — куммингтонит
 Ми — микроклин
 Мг — магнетит
 Му — мусковит
 Ол — оливин
 Опи — ортопироксен
 Парг — паргасит
 Пи — пироксен
 Пим — пироксен моноклинный ряда диопсид — геденбергит
 Писщ — пироксен слабощелочной ряда эгирин — авгит
 Писщ — пироксен щелочной (эгирин)
 Пл — плагиоклаз (№ 0—50)
 Пр — пренит
 Риб — рибекит
 Ро — роговая обманка
 Руд — рудный минерал
 Сер — серицит
 Сил — силлиманит
 Ск — скаполит
 Сп — серпентин
 Спесс — гранат ряда спессартин — альмандин
 Та — тальк
 Турм — турмалин
 Фа — фаялит
 Флог — флогопит
 Фо — форстерит
 Хл — хлорит
 Хл^{Fe} — хлорит железистый
 Хл^{Mg} — хлорит магнезиальный
 Шп — шпинель
 Эг — эгирин
 Эп — эпидот-цоизит-клиноцоизит
n — величина выборки
h — глубина
 П_{общ} — общая пористость (% по объему)
p — давление
*p*_{общ} — давление общее
*p*_л — давление литостатическое
*p*_{н₂о} — парциальное давление воды
*p*_{СО₂} — парциальное давление углекислоты
*p*_{О₂} — парциальное давление кислорода
T — температура, °С
*d*_м — минеральная плотность (г/см³)
*d*_в — общая плотность (г/см³)
μ — химический потенциал
τ — время, млн. лет
 Кр. сл. — кристаллический сланец
 % — процент по массе
 с/ф — субфация

Подстрочные индексы указывают общую железистость феррических минералов и содержание компонентов: альбитового — в Кпш, анортитового — в Пл. Надстрочные индексы обозначают содержание минералов, % (по объему), а надстрочные индексы, заключенные в квадратные скобки, — степень упорядоченности Кпш. В скобки заключены минералы, которые могут находиться в неравновесных взаимоотношениях с другими минералами равновесных парагенезисов. Знак \pm указывает на возможность как присутствия, так и отсутствия помещенного после него компонента.

ДДСО — Джугджуро-Становая
складчатая область

ЕСО — Енисейская складчатая об-
ласть

АЩ — Алданский щит

АКМ — Анабарский кристаллический
массив

БКМ — Буреинский кристаллический
массив

БСО — Байкальская складчатая об-
ласть

Главнейшие понятия,
определения
и систематика
продуктов
и процессов
гранитообразования

Проблема гранитообразования является одной из главнейших проблем геологии, которая изучается и дискутируется на протяжении последних 70 лет. Пристальное внимание, уделяемое процессам гранитообразования и их продуктам как в полевых геологических, так и в петрологических и экспериментальных физико-химических исследованиях, обусловило значительный прогресс наших знаний в этой области. Но одновременно и значительно возросли трудности восприятия результатов всех подобных исследований из-за неразработанности понятийной базы, отсутствия формализации и унификации в вопросах номенклатуры и терминологии. Поэтому сколько-нибудь корректное исследование явлений и продуктов гранитообразования требует, если не разработки, то, по крайней мере, рассмотрения и уточнения главнейших понятий, связанных с проблемой гранитов и их взаимосвязи между собой, с позиций которых и пойдет все изложение в настоящей работе.

Гранитообразование, гранитизация и родственные понятия

§ 1. Гранитообразование и генетические типы гранитоидов

Гранитообразование — это геологическое явление, по значимости стоящее в одном ряду с такими явлениями, как магматизм, метаморфизм, метасоматизм и осадконакопление, являющиеся определяющим процессом в формировании гранитного слоя земной коры и выражающееся в образовании гранитоидов*, состав и объем конечных продуктов которого определяется совокупностью геологических, геохимических и физико-химических факторов. На основании этих факторов гранитообразование подразделяется на гранитообразование симатического и сиалического рядов литогенеза [367, 370].

1. Гранитообразование симатического ряда литогенеза (базальтоидное) определяется развитием следующих процессов:

— фракционной дифференциации первичной базальтовой магмы (очевидно, толеитового ряда магм, по Ю. М. Шейнманну [489]). Эти процессы являлись результатом прямой выплавки из вещества верхней мантии в соответствии с классической моделью Н. Л. Боуэна [602] или предложенной позже моделью Е. Ф. Осборна [311], где рассматривается дифференциация базальтовой магмы в условиях высокого давления кислорода или паров воды;

— ассимиляции базальтовой магмой на глубине древних пород гранитного состава [542] или других кислых пород [606];

— фракционного плавления перидотитов верхней мантии в присутствии воды [540, 572];

— фракционного плавления эклогитов, погружающихся

* Гранитоиды — это совокупность горных пород, согласно Ф. Ю. Левинсону-Лессингу, включающая граниты, гранодиориты, плагнограниты и их разновидности, переходные к сиенитам, кварцевым диоритам и диоритам, и используемая для характеристики нерасчлененных, недостаточно изученных или не поддающихся расчленению комплексов. Понятие «гранитоиды» является наиболее приемлемым для описания генетически разнотипных продуктов гранитообразования.

в мантию. В результате такого плавления возникали андезитовые и более кислые расплавы известково-щелочного ряда [87].

2. Гранитообразование сиалического ряда литогенеза (корое) определяется развитием процессов метаморфизма, метасоматизма и ультраметаморфизма в пределах земной коры. Оно приводило к формированию основной массы гранитоидов литосферы, в том числе и гранитоидов батолитовых формаций. Рассматриваемое гранитообразование подразделяется в зависимости от [363, 365—370, 382]:

— механизма ведущего процесса на три крупных генетических типа: метасоматическое, метаморфогенное, ультраметаморфогенное;

— направленности процесса на гранитообразование в процессе гранитизации (метасоматическое и палингенно-метасоматическое), дегранитизации (метасоматическое и палингенно-метасоматическое), метаморфического преобразования (трептоморфогенное и метаморфогенное), выплавления горных пород (анатектическое и палингенное);

— характера распределения продуктов гранитообразования в пространстве на регионально-площадное, зон региональных разломов, экзоконтактовое.

Ультраметаморфогенное гранитообразование в зависимости от доминирующего процесса гранитообразования может быть подразделено на анатектическое, палингенное, палингенно-анатектическое, палингенно-метасоматическое, реоморфическое с выделением соответствующих генетических типов гранитоидов. Среди ультраметаморфогенных гранитоидов выделяются также интрузивно-реоморфические, интрузивно-анатектические и интрузивно-магматические гранитоиды. Эти гранитоиды являлись результатом интрузии расплава, возникавшего в процессе ультраметаморфогенного гранитообразования и его последующей гравитационной, гравитационно-кинетической, инфильтрационно-анатектической, диффузионно-электролитической и других видов дифференциации.

Ультраметаморфогенное гранитообразование представляло собой процесс формирования гранитоидов в условиях ультраметаморфизма в результате комплекса таких явлений, как анатексис, палингенез, реоморфизм, метасоматическое и палингенно-метасоматическое замещение, интрузии возникавшего расплава, метаморфическая дифференциация и перекристаллизация, а в ряде случаев и дегранитизация. Ультраметаморфогенное гранитообразование может быть разделено на два типа: гранитообразование ультраметаморфизма погружения и ультраметаморфизма воздымания.

1. Гранитообразование ультраметаморфизма погружения являлось результатом нарастания регионального прогрессивного метаморфизма в условиях амфиболитовой и гранулитовой

фаций, ниже геотермического уровня плавления пород гранитового состава без сколько-нибудь существенного привноса вещества извне. Главнейшими процессами являлись анатексис, палингенез, метаморфическая дифференциация, перекристаллизация, метаморфогенное преобразование пород, в условиях которых осуществлялись процессы перераспределения вещества в пределах мобилизованных комплексов (главным образом путем диффузии) и происходило формирование соответствующих генетических типов ультраметаморфогенных гранитоидов (анатектических, палингенных, палингенно-анатектических, метаморфогенных). Явления реоморфизма, инъекции расплава и инфильтрации растворов в целом не характерны.

Гранитообразование выражалось в формировании преимущественно пластообразных тел, состав которых обусловлен составом исходных вулканогенно-осадочных пород, а на уровне глубинности гранулитовой фации — также и характером и интенсивностью процессов дегранитизации палингенно-анатектического расплава и пород, которые, по-видимому, имели место при смене стадии погружения инверсионно-складчатой стадией развития.

2. Гранитообразование ультраметаморфизма воздымания представляло собой процесс формирования гранитоидов в результате совокупности сложного комплекса явлений, развивавшихся в инверсионно-складчатую стадию эволюции подвижных зон земной коры в условиях, начиная с эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Обязательным фактором этого вида гранитообразования являлся значительный привнос вещества и тепловой энергии потоками типа трансмагматических и растворов, которые высвобождались в результате дегидратации и дегранитизации пород в зоне гранулитовой фации регионального метаморфизма и привносились в вышелегающие горизонты земной коры в пределах зон интенсивной тектонической проработки субстрата. По глубине процесса и характеру его конечных продуктов гранитообразование ультраметаморфизма воздымания может быть подразделено на два типа (на две зоны) — гранитообразование зоны гранитизации и зоны дегранитизации:

а) гранитообразование ультраметаморфизма воздымания зоны гранитизации выражалось в развитии процессов метасоматического кремнещелочного высокотемпературного замещения, перераставшего во времени и в пространстве в палингенно-метасоматическое (магматическое [174]). Развитие этого типа гранитообразования происходило под воздействием растворов как трансмагматических, так и генетически с ними связанных высокотемпературных надкритических гидротермальных растворов в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Результатом всех указанных процессов являлось формирование обширных тел (мигматит-плутонов) палин-

генно-метасоматических гранитоидов, которые в тектонически наиболее активных участках переходили в интрузивно-анатектические и интрузивно-реоморфические (гранито-гнейсовые купола, мигма-плутоны, диапир-плутоны). Процессы палингенеза и анатексиса в чистом виде не характерны;

б) гранитообразование ультраметаморфизма воздымания зоны дегранитизации выражалось в развитии тех же процессов, что и при формировании ультраметаморфогенных гранитоидов зоны гранитизации, но в условиях более глубоинной и высокотемпературной гранулитовой фации и в результате выноса щелочей и кремнезема. Результатом этих процессов являлось образование метасоматических и палингенно-метасоматических чарнокитов и эндербитов.

Анатектическое гранитообразование представляло собой процесс формирования гранитоидов в результате плавления горных пород гранитоидного состава, до этого не находившихся в состоянии расплава (например, аркозовые и полимиктовые песчаники, метапелиты, парагнейсы и др.), в условиях постоянства их вещественного состава и при наличии лишь явлений внутреннего перераспределения вещества в пределах мобилизованных комплексов главным образом диффузионным путем.

Палингенное гранитообразование рассматривается как процесс формирования гранитоидов в результате переплавления первично-магматических горных пород гранитоидного состава (например, липаритов, дацитов, гранитов, кислых метавулканитов и др.) или пород, прошедших стадию плавления (анатектических, палингенно-анатектических, палингенно-метасоматических и др.) в условиях постоянства их вещественного состава, при наличии лишь внутреннего перераспределения вещества в пределах мобилизованных комплексов.

Палингенно-анатектическое гранитообразование — это процесс формирования гранитоидов в результате полного или частичного переплавления субстрата гранитоидного состава в условиях постоянства содержаний главнейших петрогенных химических компонентов при наличии лишь явлений внутреннего перераспределения вещества в пределах мобилизованных комплексов пород главным образом диффузионным способом. Это понятие рекомендуется использовать:

1) при невозможности установления первичной генетической природы пород, подвергшихся плавлению, т. е. когда отсутствуют критерии разделения анатектического и палингенного способа образования гранитоидов;

2) для комплексов, в состав которых входят как палингенные гранитоиды, т. е. породы, уже прошедшие до этого стадию плавления, так и анатектические гранитоиды, т. е. породы, не находившиеся до этого в состоянии расплава.

Палингенно-анатектическое гранитообразование разделяется

на экзоконтактовое и ультраметаморфогенное. Последнее подразделяется на гранитообразование ультраметаморфизма погружения (формируется основная масса палингенно-анатектических гранитоидов) и ультраметаморфизма воздымания.

Метаморфогенное гранитообразование — это процесс формирования гранитоидов в результате метаморфогенного преобразования исходных пород в целом в условиях постоянства их вещественного состава при наличии лишь явлений внутреннего перераспределения вещества в пределах мобилизованных комплексов главным образом путем диффузии в результате метасоматических преобразований минеральных составляющих при отсутствии явлений плавления [521]. В зависимости от степени метаморфизма гранитообразование подразделяется на гранитообразование эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций.

К. Р. Менерт [273] допускает образование гранитов в результате трептоморфизма [518], т. е. изохимического метаморфизма в процессе простой перекристаллизации горных пород, уже имевших гранитный состав, в условиях слабых ступеней метаморфизма (зеленосланцевой фации, ката- и метагенеза): аркозы, полевошпатовые песчаники и даже граувакки могут приобрести гранитоподобный характер при простой перекристаллизации слагающих их минералов, а именно кварца, полевого шпата и слюд. Описаны случаи формирования пород гранитоидного состава в результате перекристаллизации и собирательной кристаллизации имевшихся минеральных образований гранитоподобного состава даже в условиях эпизоны (глубины 2—4 км) при низких температурах и давлениях при участии растворов, способствовавших образованию преимущественно полевых шпатов [516, 567].

Метасоматическое гранитообразование рассматривается как процесс формирования гранитоидов *in situ* в результате кремнещелочного метасоматизма и метасоматической гранитизации, реже и в меньших масштабах метасоматической дегранитизации. По тектоническим условиям, масштабу проявления и физико-химическим условиям гранитообразование подразделяется на ультраметаморфизм воздымания и зон региональных разломов; регионально-площадного распространения (регионального прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма погружения); экзоконтактовое и автосоматическое.

Палингенно-метасоматическое гранитообразование — это процесс формирования гранитоидов и кварц-полевошпатовых горных пород *in situ* в результате одновременно действовавших процессов высокотемпературного замещения и плавления (магматического замещения по [174]), как правило, с предшествовавшими им в пространстве и во времени явлениями кремнещелочного метасоматизма и метасоматической гранитизации или

дегранитизации [359, 360, 369]. Гранитообразование разделяется на экзоконтактовое и ультраметаморфогенное с подразделением последнего на гранитообразование ультраметаморфизма воздымания (формируется основная масса гранитоидов) зоны гранитизации и зоны дегранитизации, а также на гранитообразование ультраметаморфизма погружения.

Реоморфическое гранитообразование представляет собой процесс формирования гранитоидов в результате пластического течения, выжимания и интрузии материала ранее существовавших или вновь сформировавшихся гранитоидных пород в условиях высокой механической подвижности их минерального вещества при отсутствии или ограниченном участии жидкой фазы (расплава или раствора). В зависимости от состава образующихся реоморфических гранитоидов может быть выделено реоморфическое гранито-, гранодиорито-, плагиогранито-, диоритообразование. По глубине и типу ведущих процессов реоморфическое гранитообразование подразделено на гранитообразовательные эпизоны, мезозоны, катазоны. Наибольшая масса реоморфических гранитоидов формировалась в условиях мезозоны в процессе ультраметаморфизма воздымания параллельно и подчас одновременно с образованием метасоматических, палингенно-метасоматических и интрузивно-анатектических гранитоидов. Наивысшей формой проявления реоморфического гранитообразования являлось формирование интрузивно-реоморфических гранитоидов. В зависимости от ведущего процесса реоморфическое гранитообразование может быть подразделено на:

а) реоморфическое гранитообразование плавления, необходимым условием проявления которого является приобретение породами текучести в результате проявления палингенно-анатектического или флюидизированного палингенно-метасоматического расплава;

б) реоморфическое гранитообразование течения, необходимым условием проявления которого является приобретение породами текучести без прохождения стадии плавления в результате пластических деформаций.

Интрузивно-реоморфические гранитоиды представляют собой гранитоиды, сформировавшиеся путем интрузии (диапиризма) минеральной массы пород, перешедшей в пластичное (подвижное) состояние, либо (в условиях отсутствия жидкой фазы) в результате проявления мощного тангенциального сжатия, превышающего предел упругости горных пород, либо в результате гравитационной неустойчивости в связи с появлением мобильной фазы (расплава или раствора) [24]. В связи с этим среди рассматриваемых гранитоидов могут быть выделены две группы, между которыми имеются все взаимные переходы:

1) интрузивно-реоморфические гранитоиды плавления, т. е. гранитоиды, сформированные в процессе диапиризма минераль-

ной массы в результате градиента давления при общем содержании в них палингенно-анатектического или флюидизированного палингенно-метасоматического расплава не менее 26% (по объему) [536], а по данным некоторых исследователей, даже при 10%;

2) интрузивно-реоморфические гранитоиды течения, т. е. гранитоиды, сформированные в процессе диапиризма в ослабленные зоны массы минерального вещества пород в результате мощных тангенциальных сжатий в условиях давлений и температур, превышавших предел упругих деформаций пород, которые, не проходя стадии плавления, приобретали новое качество — текучесть.

Интрузивно-реоморфические гранитоиды широко представлены в составе мигма-плутонов, гранито-гнейсовых куполов, интербудинаж-структур. Для этих гранитоидов характерны флюидальная текстура, катакластическая структура, невыдержанность структурно-оптических свойств породообразующих минералов (даже в пределах одного штуфа), широкое развитие эпигенетических изменений, низкие значения палеотемператур (порядка 350—500°С), устанавливаемых по минеральным геотермометрам. По режиму физико-химической обстановки формирования интрузивно-реоморфические гранитоиды отвечают условиям эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Интрузивно-анатектические гранитоиды в отличие от интрузивно-реоморфических рассматриваются как гранитоидные породы, сформированные в результате кристаллизации расплава, переместившегося на некоторое расстояние (интродуировавшего в вышележащие горизонты) от места его образования в процессе палингенно-метасоматического, реже анатектического или палингенного гранитообразования [359, 360]. Они типичны для ультраметаморфизма воздымания инверсионно-складчатых стадий развития тектоно-магматических циклов, где формировались главным образом в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, редко — гранулитовой. Общими чертами этих гранитоидов являются их анхизвектонический состав, неравновесные отношения темноцветных минералов с калиевыми, такситовые текстуры, значительное количество реликтовых включений пород субстрата. Наиболее распространены аляскитовые, лейкократовые биотитовые, биотит-амфиболовые, турмалин-, гранат- и кордиеритсодержащие граниты и гранодиориты [360, 363]; известны также случаи интрузивно-анатектического образования пород среднего состава, в частности диоритов [560].

Интрузивно-анатектическим гранитоидам свойственны минеральные парагенезисы умеренной и низкой щелочности, сформировавшиеся главным образом в режиме температур 640—1000°С и находящиеся в зависимости от глубинности процесса палин-

генно-метасоматического гранитообразования. Гранитоиды характеризовались развитием в процессе их формирования явлений гранитизации расплава (инфильтрационно-анатектическая гранитизация) и реликтов горных пород, заключенных в нем (палингенно-метасоматическая гранитизация). В архее и раннем протерозое интрузивно-анатектические гранитоиды наиболее широко распространены среди вмещающих комплексов гранулитовой и амфиболитовой фаций в участках их интенсивной тектонической проработки, а в более позднее время на уровне пород амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Интродуцировавший расплав по мере перемещения его в более высокие структурные этажи испытывал кинетическую дифференциацию и продолжавшуюся гранитизацию, в результате чего он все более и более гомогенизировался. На уровне пород эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций интрузивно-анатектические гранитоиды сами оказывали воздействие на вмещающие породы, которое выражалось как в их термальном прогрессивном метаморфизме (полифациальном, по Б. Я. Хоревой [485]), так и в их кремнещелочном метасоматическом, а затем магматическом замещении под воздействием растворов, связанных с трансмагматическими растворами, инфильтрировавшимися через магматический расплав.

В глубинных зонах земной коры интрузивно-анатектические гранитоиды имеют все взаимопереходы, с одной стороны, к гранитоидам, сформированным в процессе реоморфизма (в том числе, с интрузивно-реоморфическими), с другой — к палингенно-метасоматическим гранитоидам. В случае отсутствия критериев разделения указанных генетических типов гранитоидов следует использовать понятие «ультраметаморфогенные гранитоиды». Понятие «интрузивно-анатектические гранитоиды» близко к таким понятиям, как «мигмаплутон», «параавтохтонные граниты».

Магматические (интрузивно-магматические, или ортомагматические) гранитоиды в отличие от вышерассмотренных интрузивных пород представляют собой гранитоиды, формировавшиеся в результате кристаллизации из ранее существовавшего интрузивного расплава одновременно с его дифференциацией или после нее в условиях общего уменьшения давления и температуры.

§ 2. Гранитизация и дегранитизация

Понятие «гранитизация», несмотря на его широкое использование, до сих пор не имеет сколько-нибудь общепризнанного значения. Так, под гранитизацией понимают: 1) процесс

инъекции магм во вмещающие породы с образованием мигматитов [592—595]; 2) процесс образования мигматитов в результате анатексиса [330]; 3) процесс образования гранитных пород в результате метаморфизма [534]; 4) всю совокупность явлений, таких как палингенез, метасоматизм, мигматизация, инъекция, ассимиляция и контаминация [536]; 5) совокупность процессов, независимо от их характера, в результате которых порода становилась более похожей на гранит, нежели она была раньше [537]; 6) процесс образования пород гранитоидного состава и гранитной структуры за счет пород, прежде имевших иной петрографический облик [273]; 7) процесс магматического замещения, в результате которого под воздействием растворов, содержащих калий и натрий, порода любого исходного состава испытывала расплавление с образованием магмы гранитного состава [174, 181]; 8) процесс метасоматического превращения твердых горных пород любого исходного состава в породу гранитоидного состава без прохождения через магматическую стадию [352, 448, 510, 575, 583—585, 611 и др.].

В настоящей работе под гранитизацией предлагается понимать процесс преобразования химического и минерального состава горной породы (расплава) в направлении приближения состава и структур его продуктов к гранитному [365]. Характерными общими особенностями гранитизации являются: 1) значительное изменение вещественного состава перерабатываемых пород (расплава) в процессе привноса гранитофильных (щелочи, главным образом калий, кремнезем и др.) и выноса гранитофобных (магний, железо, кальций и др.) химических компонентов; 2) высокая активность щелочей при вполне подвижном поведении, кроме них, также воды и углекислоты, дифференциальной подвижности петрогенных химических компонентов и различной активности калия и натрия в зависимости от состава перерабатываемых пород (расплава), но в условиях общего понижения активности калия и возрастающей относительной активности натрия по мере понижения температуры и давления.

Нередко понятие «гранитизация» отождествляется с понятиями «мигматизация» и «гранитообразование». Подобное отождествление принципиально недопустимо. Гранитизация представляет собой лишь частный случай как мигматизации — процесса, ведущего к образованию мигматитов, — так и процесса гранитообразования, совпадая с последним лишь для случаев гранитообразования в условиях изменения вещественного состава перерабатываемых пород в направлении приближения его к гранитному. В зависимости от участия при гранитизации расплава и его роли она может быть подразделена на метасоматическую, палингенно-метасоматическую и инфильтрационно-анатектическую.

*Метасоматическая гранитизация** представляет собой гранитизацию горных пород в условиях отсутствия их плавления в процессе кремнещелочного метасоматического замещения, как правило, с перераспределением вещества. Она обусловлена проявлением процессов метасоматизма порово-диффузионного, инфильтрационного и ионно-диффузионного типов. Правило постоянства объемов Линдгрена при метасоматической гранитизации строго соблюдается лишь в верхних частях земной коры в условиях упругих деформаций, а в более глубинных уровнях, так же как и при наличии стресса, метасоматическая гранитизация происходит в условиях изменения и, как правило, уменьшения объема пород. Некоторые исследователи к метасоматической гранитизации относят процессы, протекающие при наличии в породе расплава [442, 448], что, однако, не представляется правильным [174].

Палингенно-метасоматическая гранитизация — это гранитизация горных пород в результате одновременно действовавших процессов высокотемпературного замещения и плавления, как правило, с предшествовавшими им в пространстве и во времени явлениями метасоматической гранитизации [359, 360].

Инфильтрационно-анатектическая гранитизация рассматривается как гранитизация расплава, происходившая в результате дифференциальной подвижности элементов в расплаве под воздействием трансмагматических растворов, обогащенных щелочами, и в меньшей степени путем диффузии калия и натрия [364]. Дифференциальная подвижность элементов в этом процессе обусловлена: разницей коэффициентов увлекаемости растворенных веществ, в том числе и комплексных ионов, растворителем [310]; различием коэффициентов диффузии элементов, присутствовавших в расплаве в форме простых и комплексных ионов [123, 298]; различием в величинах химических потенциалов этих элементов в разных участках расплава, инфильтрируемого раствором.

Согласно существующим представлениям, гранитизация происходила под воздействием и в результате: а) пропитывания толщ пород метасоматическими гидротермальными растворами, осуществлявшими перенос вещества [448, 583]; б) молекулярной диффузии через посредство поровой водной фазы [610, 611] или межзернового раствора и расплава [442], а также привноса вещества фильтрующимися растворами, в которые это

* К. Р. Менерт [273] для обозначения процесса формирования пород гранитоидного состава в результате перекристаллизации и собирательной кристаллизации имевшихся минеральных образований гранитоподобного состава в условиях эпизодов при низких температурах и давлениях под воздействием растворов, способствовавших образованию преимущественно полевых шпатов, рекомендует понятие «гидротермальная гранитизация», что однако не представляется правильным, так как в этом случае имеет место не гранитизация, а образование гранитоподобных пород.

вещество поступало из глубинных зон дегранитизации и дегидратации пород [448]; в) воздействия растворов и эманаций, исходивших из метаморфических комплексов, которые формировались за счет осадочных пород [13]; г) как молекулярной диффузии через посредство поровых растворов, так и главным образом внутрикристаллической ионной диффузии [321, 512, 513, 573, 574, 578]; д) достижения кульминационной точки региональным прогрессивным метаморфизмом [534]; е) магматического замещения под воздействием восходящих трансмагматических растворов [174, 181], имевших подкоровую природу и формировавшихся в результате дегазации мантии [52]; ж) воздействия растворов и газовых эманаций, исходивших из глубинного магматического (гранитоидного) очага [82, 333]. Принимается, что привнос в процессе гранитизации вещества (гранитофильных элементов*) в область фронта гранитизации сопровождался удалением высвобождавшихся при этом фемических химических компонентов (гранитофобных*): в зону фронта базификации, который в пространстве предшествовал фронту гранитизации [13, 350, 444, 448, 603, 611 и др.]; путем встречной диффузии в глубинные части коры [573—575]; частично (в виде ионов) в направлении глубинных частей коры, а частично вместе с водой в направлении к поверхности [16].

В противоположность гранитизации дегранитизация [571] представляет собой процесс выноса щелочей и кремнезема из системы метаморфического преобразования за ее пределы. Этот процесс приводил к повышению относительного содержания в системе магния, алюминия и других гранитофобных элементов за счет как исходных, так и вновь образовавшихся темноцветных минеральных компонентов с пониженным содержанием щелочей или же вовсе их не содержащих. При проявлении мобилизации кварца и полевых шпатов дегранитизированные остатки представлены биотитом, роговой обманкой и др., а при мобилизации и темноцветных минералов, содержащих щелочи, дегранитизированные остатки обычно содержат в качестве фемических минеральных компонентов гранат, кордиерит, силлиманит, корунд, пироксены и др., т. е. результатом дегранитизации является формирование пород типа кинцититов и лютогенитов.

М. А. Ное-Нюгард полагает, что процесс дегранитизации протекал в больших масштабах, приводя к формированию в зоне гранулитовой фации метаморфизма гиперстеновых плагиогнейсов, обладавших составом кварцевых диоритов в целом более основного характера по сравнению с находящимися выше по разрезу «гранитизированными» породами. Х. Рамберг [579]

* Гранитофильные элементы — это кремний, алюминий, щелочи и др., а гранитофобные — кальций, магний, железо и другие фемические компоненты [581].

указывает, что содержание как калия, так и натрия в западно-германских гранулитах определено ниже, чем в залегающих над ними породах амфиболитовой фации. К. Р. Менерт [272] полагает, что в результате дегранитизации пород содержание щелочей в катазоне снижалось, особенно это относится к калию, в меньшей степени к натрию; эта зона, по его мнению, могла являться источником щелочей верхних зон сиаля, при метаморфизме пород которого вплоть до амфиболитовой фации наблюдается повышение содержания щелочей.

К. Р. Менерт считает, что так называемые «метаморфические чарнокиты», богатые кальцием, магнием и железом, могут быть продуктами дегранитизации пород соответствующего состава в процессе прогрессивного метаморфизма, при котором происходила последовательная смена по направлению к зоне гранулитовой фации: биотит→роговая обманка→диопсид→гиперстен→частично оливин. Предполагается, что наряду с процессами метасоматической мобилизации вещества, приводившими к дегранитизации, в зоне гранулитовой фации метаморфизма большое значение имела мобилизация в результате гранитного анатексиса (анатектическая мобилизация, анатектическая дифференциация, по К. Р. Менерту), а в еще более глубинных зонах — в результате основного анатексиса (параанатексиса, по П. Мишо).

По физико-химическим и геологическим условиям проявления дегранитизация подразделяется на дегранитизацию ультраметаморфизма погружения и ультраметаморфизма воздымания.

Дегранитизация ультраметаморфизма погружения обусловлена обеднением гнейсов и кристаллических сланцев щелочами и кремнеземом в результате метаморфической и анатектической дифференциации, которые приводили к формированию послонных тел существенно метаморфогенных и палингенно-анатектических гранитов, а также удалением из палингенно-анатектических расплавов щелочей кремнезема вместе с водой в зоны повышенной проницаемости в условиях перехода от режима погружения к инверсионно-складчатому.

Дегранитизация ультраметаморфизма воздымания обусловлена выносом щелочей и кремнезема трансмагматическими растворами в процессе палингенно-метасоматического породообразования, имевшего место ниже уровня ультраметаморфогенного гранитообразования.

§ 3. Базификация

В понятие «базификация» вкладывается представление о процессе обогащения горной породы магнием, железом, в меньшей степени титаном, фосфором, марганцем и кальцием наряду

с выносом кремнезема [555, 584, 585]. Результатом этого процесса явилось развитие темноцветных минеральных компонентов, а его проявление предшествовало в пространстве и во времени гранитизации в силу более высокой геохимической подвижности фемических химических компонентов по отношению к более медленно перемещавшемуся фронту гранитизации. Фронт базификации выражался как в формировании темных минеральных каевок в контакте с пегматоидными и гранитоидными породами [541, 584], так и в увеличении содержания железа, магния и уменьшения кремнезема и натрия при снижении степени метаморфизма [514]. Предполагается, что формирование фронта базификации происходило в результате высвобождения соответствующих элементов в процессе гранитизации, которые перемещались, следуя перепаду давления и температуры. Большинство исследователей подобные темноцветные минеральные каемки (меланосом, кинцигит) рассматривают в качестве остаточной породы процесса селективной мобилизации вещества [272], а заключение о базификации при уменьшении степени метаморфизма не является бесспорным [551].

Согласно Н. Г. Судовикову [448], базификация осуществлялась при воздействии растворов, формировавшихся в результате прогрессивной дегидратации гранитизируемых пород. Эти растворы при движении кверху являлись одновременно и переносчиком, и средой миграции вещества, выносившегося при гранитизации (магний, железо, кальций) и откладывавшегося на периферии области ультраметаморфизма в виде метасоматических пироксеновых, пироксен-амфиболовых, слюдяно-амфиболовых пород, сопровождаемых нередко железорудным, полиметаллическим и боровым оруденением. Базификация развивалась регионально, но проявлена, как правило, неравномерно, что обусловлено неоднородным распределением растворов в сложнодислоцированных толщах и их разнообразным составом. Некоторые исследователи подобные образования не считают продуктами базификации, связывая их с магниальным скарнообразованием [287, 488].

Х. Рамберг [579] обращает внимание на то, что элементы фронта базификации являлись геохимически менее подвижными, чем во фронте гранитизации, и как следствие — формируют остаточные породы в процессе выборочной мобилизации кварц-полевошпатового материала и его удаления в вышележащие горизонты. Кинцигитовые, лютогенитовые и чарнокитовые породы глубинных зон земной коры могут рассматриваться как немобилизованные в процессе гранитообразования остатки [272] или дегранитизированные породы [571]. Т. Ф. Барт [16] допускает возможность миграции вещества как в верхние, так и в более глубокие зоны.

Базификация подразделяется на три типа [361, 364]:

1) опережающая базификация, предшествовавшая гранити-

зации и обусловленная выносом в процессе последней фемических компонентов;

2) остаточная, или комплементарная, базификация, развивавшаяся в процессе селективной мобилизации вещества и приводившая к формированию остаточных пород (в том числе и каеок) среди гранитизированных образований;

3) остаточная замыкающая, или замыкающая, базификация, развивавшаяся в глубинных зонах земной коры в процессе дегранитизации пород, которая приводила к выносу кремнезема и щелочей и к обогащению вследствие этого пород фемическими компонентами. Зоне замыкающей базификации предшествовала зона анортозитизации, сменявшаяся в верхних структурных этажах зоной гранитообразования [364, 365].

Ультраметаморфизм, реоморфизм и родственные понятия

§ 1. Ультраметаморфизм

Понятие «ультраметаморфизм», широко используемое в геологической литературе, так же как и понятие «гранитизация», не имеет общепризнанного толкования. Введено оно П. Холмквистом [543, 544] для обозначения совокупности наиболее интенсивно развивавшихся процессов метаморфизма, имевших региональный характер, в результате которых горные породы кислого состава снова переходили в состояние магматического расплава. При этом П. Холмквист рассматривал ультраметаморфизм как процесс, происходивший в условиях привноса необходимых химических компонентов извне. Однако И. Я. Седергольм [594, 596] под ультраметаморфизмом понимал процесс расплавления пород благодаря нарастанию регионального метаморфизма без привноса вещества извне, но по интенсивности значительно превосходивший те процессы, которые имели место при региональном метаморфизме. В связи с подобной смысловой двойственностью понятия «ультраметаморфизм» К. Р. Менерт [272] считает использование его вообще нецелесообразным.

К настоящему времени содержание понятия «ультраметаморфизм» еще более расширилось [16, 118, 404, 448, 498 и др.]: под ультраметаморфизмом понимают процессы интенсивного метаморфизма, имевшие региональный характер, происходившие ниже уровня начала плавления кислых пород и отвечающие высокой степени регионального метаморфизма, начиная приблизительно с высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Г. М. Саранчина и Н. Ф. Шинкарев [404], например, рассматривали ультраметаморфизм как стадию развития регионального метаморфизма. Но в отличие от регионального метаморфизма ультраметаморфизм понимается ими как результат комплекса многообразных процессов: резкое повышение температуры, влияние давления, воздействие летучих компонентов, интенсивное перераспределение химических компонентов в процессе метасоматического и магматического замещения пород, широкое перемещение возникавшего расплава, развитие процессов метаморфической дифференциации, перекристаллизация и др. Однако Н. Г. Судовиков [448] особо подчеркивал

значение при ультраметаморфизме процессов метасоматизма, а Г. М. Саранчина и Н. Ф. Шинкарев [404] — явлений расплавления. Но все они единодушно указывали на большую глубину ультраметаморфизма — ниже геотермического уровня плавления пород гранитного состава. Исходя из такого расширенного определения понятия «ультраметаморфизм», к нему относят в качестве главных разновидностей: мигматизацию, гранитизацию, анатексис, палингенез, реоморфизм. К. А. Шуркин [498] в связи с неопределенностью и двойственностью понятия «ультраметаморфизм» предложил заменить его термином «ультраметатенез», тождественным приведенному расширенному определению ультраметаморфизма.

Ю. Ир. Половинкина [334, 336, 337] считала, что приложение понятия «ультраметаморфизм» к явлениям регионального прогрессивного метаморфизма неправильно. Она особо подчеркивала, что под ультраметаморфизмом надо понимать сложный комплекс процессов, происходивших в инверсионно-складчатую стадию развития геосинклинальных областей (стадию воздымания) в условиях амфиболитовой фации и приводивших к образованию гранитного расплава. При этом ультраметаморфизм накладывался на продукты регионального метаморфизма гранулитовой фации, будучи по отношению к нему регрессивным. Некоторые исследователи вообще отрицают метаморфизм простого погружения (а тем более ультраметаморфизм), в котором отсутствует дополнительный тепловой поток, связанный с фильтрацией глубинного флюида (раствора) к поверхности [261, 411]. Согласно Ю. Ир. Половинкиной, региональный метаморфизм гранулитовой фации свойствен только архейской эре, а ультраметаморфизм — протерозойской [334].

Однако новейшие исследования позволяют утверждать, что имеет место ультраметаморфизм как стадии погружения геосинклинально-складчатых областей (в том числе про- и прото-[499]), так и инверсионно-складчатой, которые могут быть выделены соответственно как ультраметаморфизм погружения и ультраметаморфизм воздымания [363, 365, 369].

В связи с этим целесообразно понятием «ультраметаморфизм» обозначить совокупность наиболее интенсивно развивавшихся процессов метаморфизма, имевших региональный характер, в результате которых горные породы переходили в состояние расплава как в условиях привноса и (или) выноса необходимых химических компонентов, так и без него, благодаря лишь нарастанию температуры регионального метаморфизма ниже геотермического уровня плавления пород гранитового состава [372, 373].

В зависимости от преобладающего процесса (в случае его установления) ультраметаморфизм может быть конкретизирован добавлением соответствующих определений.

В связи с изложенным предлагается выделять *ультрамета-*

*морфизм погружения** и понимать под ним процесс расплавления горных пород, происходивший в результате нарастания регионального прогрессивного метаморфизма в условиях амфиолитовой и гранулитовой фаций ниже геотермического уровня плавления горных пород гранитового состава, без сколько-нибудь значительного привноса вещества извне и при наличии лишь явлений внутреннего перераспределения вещества в пределах мобилизованных комплексов пород главным образом диффузионным способом.

Ультраметаморфизм погружения характерен для архейской и частично раннепротерозойской эр** развития земной коры, когда величина регионального теплового потока была значительно больше современного [59, 249—251, 495], в силу чего ультраметаморфизм погружения мог развиваться на сравнительно небольших глубинах, начиная, по-видимому, с 5000—9000 м. Главнейшими составляющими его являлись анатексис, палингенез, метаморфическая дифференциация, перекристаллизация, в условиях которых осуществлялись процессы внутреннего перераспределения вещества. Явления реоморфизма, инъекции расплава и инфильтрации растворов в целом не характерны.

Ультраметаморфизм погружения приводил к формированию главным образом послонных (доскладчатых) тел палингенно-анатектических и метаморфогенных гранитоидов, состав которых обусловлен как составом первичных вулканогейно-осадочных пород, так и развитием на глубинах условий гранулитовой фации процессов дегранитизации. Процессы дегранитизации палингенно-анатектических расплавов и пород, по-видимому, имели место во время смены этапа погружения инверсионно-складчатым этапом развития древних геосинклинально-складчатых областей в результате выноса воды и щелочей в зоны повышенной проницаемости, с которыми связано проявление ультраметаморфизма воздымания. В еще более глубинных частях земной коры ультраметаморфизм погружения приводил, по-видимому, к формированию продуктов основного анатексиса (параанатексиса [561—564]), представленных породами типа анортозитов и лейконоритов.

Для позднепротерозойских и фанерозойских складчатых областей ультраметаморфизм погружения, по-видимому, не имел места (подкоровые зоны тектоносферы в расчет не принимаются).

* Максимальное проявление продуктов его приурочено к предынверсионной стадии развития участков земной коры. Находится в соответствии с данными [51, 102, 423, 425, 568 и др.]. Динамика регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в условиях «простого погружения» рассмотрена в работах [102, 207, 209, 210 и др.].

** Азойского и археозойского эонов в номенклатуре автора (см. с. 352).

В противоположность «ультраметаморфизму погружения» понятие «ультраметаморфизм воздымания» * отражает собой совокупность сложного комплекса процессов, развивавшихся в инверсионно-складчатую стадию эволюции подвижных зон земной коры в условиях начиная с эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, значительного привноса вещества и тепловой энергии в зоне интенсивной тектонической переработки субстрата. Конечным результатом этих процессов являлось формирование магматического расплава. Ультраметаморфизм воздымания может быть подразделен по глубине процесса и его конечным продуктам на два типа.

1. Ультраметаморфизм воздымания зоны гранитизации выражался в развитии процессов гранитообразования, которое осуществлялось в результате кремнещелочного метасоматического замещения, перераставшего во времени и в пространстве в палингенно-метасоматическое (магматическое, по Д. С. Коржинскому) в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма под воздействием растворов как трансмагматических [181] и генетически с ними связанных высокотемпературных надкритических гидротермальных растворов, так и растворов, высвобождавшихся в процессе дегранитизации и дегидратации пород в зоне гранулитовой фации метаморфизма [448].

Результатом этих процессов явилось формирование обширных тел палингенно-метасоматических гранитоидов (мигматит-плутонов), которые в тектонически наиболее активных участках переходили в интрузивно-анатектические и интрузивно-реоморфические (гранито-гнейсовые купола, мигма-плутоны, диапир-плутоны). Процессы палингенеза и анатексиса в чистом виде не характерны.

В архейских и частично раннепротерозойских ** складчатых сооружениях ультраметаморфизм воздымания накладывался на продукты регионального метаморфизма высоких ступеней и ультраметаморфизма погружения, являлся по отношению к ним регрессивным и приводил к их высокотемпературному диафторезу, сопровождающему гранитизацию. Во времени ультраметаморфизм воздымания или следует непосредственно за ультраметаморфизмом погружения, или может быть отделен от него некоторым этапом консолидации.

В позднепротерозойских и фанерозойских складчатых сооружениях, а частично и в раннепротерозойских ультраметаморфизм воздымания, как правило, являлся прогрессивным по отношению к продуктам регионального метаморфизма. С развитием ультраметаморфизма воздымания связано формирование

* Динамика ультраметаморфизма воздымания рассмотрена в работах [208—210].

** Азойских и археозойских, по автору.

регионально-контактной регрессивной метаморфической зональности (полифациальной, по Б. Я. Хоревой). В зонах региональных разломов с проявлением ультраметаморфизма воздымания связано формирование грубой прогрессивной зональности, выразившейся в смене в вертикальном разрезе земной коры (в пространстве) более высокотемпературных продуктов кремнещелочного метасоматоза менее высокотемпературными.

2. Ультраметаморфизм воздымания зоны дегранитизации выразился в развитии процессов палингенно-метасоматического гранитообразования и высокотемпературной фельдшпатизации в условиях гранулитовой фации, незначительного парциального давления и общего выноса калия, увеличении активности натрия, а затем и алюминия, а также возрастания роли процессов дегранитизации с увеличением глубинности.

Результатом этих процессов явилось формирование в условиях, переходных от амфиболитовой фации к гранулитовой, палингенно-метасоматических чарнокитовых гранитоидов [365, 367]. В нижних частях зоны, представлявших дегранитизированные породы, в тесной пространственной связи с глиноземистыми натровыми чарнокитами ассоциируют тела анортозитового и лейконоритового состава [272, 566]. Анортозитообразование в свою очередь с глубиной постепенно сменялось зоной остаточной замыкающей базификации.

§ 2. Анатексис и палингенез

Классическое представление об анатексисе [592, 593] предполагает развитие процессов регионального переплавления пород в результате общего пропитывания их магмой (мигмой) или под воздействием эманаций, выделявшихся из абиссальной магмы, которая может быть любого состава. В результате этих процессов породы различного исходного состава приближались к единому минеральному составу — составу гранитов. Е. Вейншенк [612] в отличие от принятых «синтексис» Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и «диатексис» Г. Гурича [539] ввел понятие анатексис как синоним регионального переплавления, в процессе которого регенерированные породы могли получать эруптивную структуру, процесс образования которых И. Я. Седергольм обозначал термином «палингенез».

Некоторые исследователи предлагают в понятие «анатексис» вкладывать более широкое содержание: анатексис — это «результат совместного действия процессов перекристаллизации, метасоматоза и метаморфической дифференциации, а также и частичного расплавления на месте или поступления вещества извне как в форме газовой-жидких растворов, так и расплава гранитного состава» [498, с. 395]. И в соответствии с этим под анатектитам — продуктами анатексиса понимаются «гранитоидные породы сложного, не совсем ясного происхождения, раз-

витые в архейских комплексах, в областях наиболее интенсивного проявления региональной мигматизации, и обычно связанные с теневыми мигматитами» (там же).

Исходя из подобного определения анатексиса было предложено в зависимости от доминирующих процессов разделять его продукты на следующие типы: 1) «собственно анатектиты», или «анатектиты палингенного типа», — породы, возникавшие в результате анатексиса, преимущественным процессом которого являлось плавление при ограниченной диффузии и подчиненном значении высокотемпературного замещения, привноса и выноса вещества; 2) «анатектиты палингенно-метасоматического типа» — породы, возникавшие в результате анатексиса, преимущественными процессами которого являлись одновременно действовавшие высокотемпературное замещение и селективное плавление исходного субстрата; 3) «интрузивно-анатектические породы» — интрузивные породы, формирование которых связано с внедрением расплава, возникшего в результате анатексиса как одновременно с его проявлением в наблюдаемом срезе, так и несколько позже, но в условиях интенсивных складчатых движений [359]. Однако достаточно полно разработанная к настоящему времени номенклатура процессов гранитообразования и их продуктов делает неоправданным подобное расширение содержания понятия «анатексис».

Представляется наиболее правильным использовать понятия анатексиса в объеме, предлагаемом К. Р. Менертом [273]. По К. Р. Менерту, *анатексис* — это процесс расплавления горных пород, при котором в принципе предполагается постоянство баланса вещества, причем существование химически подвижных и неподвижных компонентов объясняется только внутренним перемещением вещества в пределах мобилизованных комплексов пород. Подобное содержание, вкладываемое в анатексис, поддерживается Н. А. Елисеевым [118], Н. Г. Судовиковым [448], Г. Винклером [51], Г. Платеном [330] и другими. При этом с целью унификации понятий «анатексис» и «палингенез», между которыми подчас не проводят строгих различий [118, 272, 591, 596, 612 и др.], и исходя из существа их словообразования*, под анатексисом целесообразно понимать процесс переплавления лишь таких пород, которые до этого не находились в состоянии расплава [365, 372], т. е. в первую очередь осадочных и параметаморфических горных пород.

В результате анатексиса пород весьма различного исходного состава могли образовываться первичные расплавы различного состава, а гранитная «эвтектика» могла возникать только лишь при соответствующем составе исходного материала [579]. В связи с этим понятия «анатектического (анатектоидного) гранито-

* Анатексис (греч.) [ана — в высшей степени; тэксис — расплавление]; палингенез [палин — обратно, вспять; генезис — происхождение, возрождение].

образования», «гранодиоритообразования», «диоритообразования» и другие следует применять также в указанном узком смысле термина «анатексис». В то время как в верхних частях катазоны происходил преимущественно гранитный анатексис*, в более глубинных частях ее имел место «основной анатексис», в результате которого образовывались породы типа лейконоритов, а также анортозиты, представлявшие собой продукты анатектической дифференциации (параанатексиса [562, 565]).

В контактах с интрузиями основной магмы также наблюдаются результаты проявления процесса анатексиса [92, 332], которые в отличие от процессов ультраметаморфического анатексиса могут быть названы контактово-анатектическими.

Понятие «палингенез» введено И. Я. Седергольмом [591, 596] аналогично понятию «анатексис», но в отличие от него предполагалось, что в процессе палингенеза породы получили новое качество — способность к внедрению, в результате чего создавались как бы вторичные эруптивные структуры. Однако даже в понимании И. Я. Седергольма этот термин не имел определенности. Так, под палингенезом понимался также и процесс «восстановления (воскрешения) гранитной магмы за счет пород, некогда затвердевших из гранитной магмы, в результате погружения их в более глубинные части земной коры, возможно, с предшествовавшим частичным разрушением» [591, с. 102]. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг указывал, что «частичное переплавление Седергольм называет анатексисом; поскольку оно захватывает изверженные породы, снова превращая их в расплав, Седергольм говорит о палингенезисе, т. е. о возрождении» [231, с. 395].

В настоящее время под палингенезом многие исследователи понимают плавление пород различного состава и в любых условиях (например, плавление кислых пород в контактах с основными интрузиями, плавление песчаников и др.), что представляется неправильным. В понимании Н. Г. Судовикова [448] понятие «палингенез» значительно менее конкретно, нежели понятие «анатексис».

* К. Р. Менерт [273] предлагает для обозначения частичного (дифференциального, или селективного) анатексиса низкоплавких компонентов, главным образом кварца и полевого шпата, когда расплавленная и нерасплавленная части породы различаются петрографически (метатекты+реститы), использовать термин «метатексис», а для обозначения конечной стадии анатексиса (анатексис высоких ступеней), т. е. процесса полного или почти полного плавления, в котором участвовали темноцветные минералы, и когда невозможно различить расплавленную и нерасплавленную части — использовать термин «диатексис» [539]. Однако следует иметь в виду, что понятие «метатексис» первоначально было введено для процесса образования молодой жильной части мигматита независимо от ее генезиса [597, 598]: выплавлялась из более древней части породы (при эктексисе) или привносилась в виде раствора и расплава (при энтексисе).

Г. Штилле [600] с позиций геотектоники выделяет: палингенез опускания — плавление, происходившее в основании более или менее вертикально погружавшихся сиалических масс; палингенез поддвига — плавление, происходившее на значительной глубине в результате наклонных поддвигов крупных массивов сиала под другие блоки сиала. Возникшие таким образом палингенные синорогенные магмы поднимались во время складчатости в менее глубинные части земной коры и проявлялись как поздние или посторогенные магматические интрузии типа диапир-плутонов.

Представляется целесообразным сузить и конкретизировать содержание понятия «палингенез», используя его для обозначения процессов «возрождения» расплава, т. е. переплавления первично магматических пород (вулканогенных, интрузивных) или пород, прошедших стадию плавления (различные анатектические гранитоиды, ортометаморфические породы и др.); оставив термин «анатексис» для обозначения процесса плавления пород, до этого не проходивших стадию расплава [365]. В целом предполагается постоянство вещественного состава пород в процессе их палингенеза, причем существование химически подвижных и неподвижных компонентов объясняется главным образом только процессами внутреннего перераспределения вещества в пределах мобилизованных комплексов пород. Состав палингенных гранитоидов в этом случае обусловлен вещественным составом исходных пород, т. е. составом их исходного первичного расплава.

При невозможности разделить явления анатексиса и палингенеза или при развитии их обоих используется основной термин — «палингенно-анатектический». Например, палингенно-анатектическое гранитообразование, палингенно-анатектические граниты, чарнокиты, гранодиориты и др.

§ 3. Реоморфизм и мобилизация

Реоморфизм — понятие, не имеющее общепризнанного толкования. Внедрено оно Х. Баклундом [512, с. 234] для обозначения совокупности процессов частичного или полного перехода ранее существовавших горных пород в жидкое (или разжиженное) состояние в результате повышения температуры в условиях привноса того или иного количества нового материала путем диффузии. Р. Перрен и М. Рубо [577] изменили толкование термина «реоморфизм», предложив понимать под ним состояние высокой механической и химической подвижности пород без участия жидкой фазы, при этом химическая подвижность обусловлена увеличением межкристаллической диффузии ионов, привносимых из глубины. Н. А. Елисеев [118] под реоморфизмом понимал способность горных пород к пластическому течению без плавления.

Согласно Н. Г. Судовикову [448, с. 331], реоморфизм — это высшая стадия гранитизации, в результате которой с параллельно шедшим процессом привноса вещества и частичным его плавлением породы переходили в новое качественное состояние, приобретая способность к течению; при этом процесс реоморфизма не ограничивался породами какого-либо определенного состава, но преимущественно развивался в кислых породах, быстро достигавших высокой степени гомогенизации. Главной причиной реоморфизма Н. Г. Судовиков и его последователи считают плавление, привнос же нового материала лишь способствовал ему.

В ряде случаев под реоморфизмом понимается «контактовый метасоматический метаморфизм с частичным переводом вещества в жидкое состояние» [68], что не может быть признано правильным.

В целях формализации понятийной базы целесообразно под *реоморфизмом* понимать явление высокой механической подвижности пород, выражавшееся в пластическом течении, выжимании и интрузии их минеральных составляющих в условиях отсутствия или ограниченном участии жидкой фазы (раствора или расплава). Реоморфизм проявлялся в результате: 1) направленного давления, превышавшего предел упругих деформаций пород при определенных значениях температур; 2) частичного селективного плавления лейкократовых минеральных составляющих в результате анатексиса и палингенеза в тектонически активной обстановке; 3) перевода части горных пород в расплав в результате магматического замещения в условиях ультраметаморфизма воздымания (в результате палингенно-метасоматического гранитообразования); 4) расширения паров воды или других летучих веществ при локальном падении литостатического давления [24, 68].

Реоморфизму способствовали процессы метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма, переводившие горные породы в более пластичное и легкоплавкое состояние, а также процессы флюидизации катаклазированных и слабо сцементированных минеральных масс и ультраметаморфогенного расплава. В зависимости от условий проявления реоморфизма и его продуктов целесообразно подразделение реоморфизма на реоморфизм эпи-, мезо- и катазоны.

Реоморфизм эпизоны протекал на глубине условий цеолитовой (филлитовой), зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, реализуясь в участках резкого понижения литостатического давления и (или) значительных стрессовых напряжений в виде кластических даек, формировавшихся при температурах 300—650°С. В тектонических зонах понижения литостатического давления образовывались кластические дайки заполнения или замещения с участием флюидизированных пластических масс,

а в зонах стрессовых напряжений — дайки заполнения с участием пластического материала [68].

Реоморфизм мезозоны протекал на глубине условий амфиболитовой и частично эпидот-амфиболитовой фаций, реализуясь главным образом в процессе ультраметаморфизма воздымания в виде диапировых масс гранитизированных и мигматизированных пород (мигмаплутонов, гранитогнейсовых куполов, интербудинаж-плутонов), приобретавших новое качество — механическую подвижность в результате: 1) градиента давления при общем содержании равномерно распределенной мобильной фазы (расплав и раствор), образовывавшейся в процессе палингено-метасоматического гранитообразования в количествах, превышавших 26% [536]; 2) диапиризма в ослабленных зонах в результате мощных тангенциальных сжатий в условиях давлений и температур, превышавших предел упругих деформаций горных пород, которые, не проходя стадии плавления, внедрялись как твердые тела, претерпевшие пластическую деформацию.

Реоморфизм катазоны протекал на глубине условий гранулитовой фации и дифференциального анатексиса, реализуясь в процессе: 1) ультраметаморфизма погружения в виде сравнительно немногочисленных будинаж-структур и жил, формирование которых было связано с перераспределением вещества до складчатых тел чарнокитовых гранитоидов и анортозитов, находившихся в пластическом и (или) частично расплавленном состоянии, в зонах дифференциальных напряжений и нарушений сплошности пород; 2) ультраметаморфизма воздымания в виде диапировых масс анортозитов и анортозитизированных пород, приобретавших механическую подвижность в условиях давлений и температур, превышавших предел упругих деформаций пород, и увеличения содержания мобильной фазы (раствор и расплав) в результате процессов метасоматического и, возможно, палингено-метасоматического анортозитообразования.

Реоморфизм мезо- и катазоны, необходимым условием проявления которых было появление палингено-анатектического или флюидизированного палингено-метасоматического расплава, может быть назван реоморфизмом плавления.

Реоморфизм, необходимым условием проявления которого являлось приобретение породами текучести, без прохождения стадии плавления, может быть назван реоморфизмом течения. Значение реоморфизма течения, приводившего к проявлению глубинного диапиризма, особо подчеркивалось Ц. Е. Вегменом [610] и Х. Рамбергом [579].

Реоморфизм плавления, осуществлявшийся в процессе ультраметаморфогенного гранитообразования, реже чарнокито- и анортозитообразования, как правило, неразрывно связан с процессами палингено-метасоматического и интрузивно-анатектического пороодообразования. При этом между интрузивно-анатектическими и интрузивно-реоморфическими породами, чаще

всего гранитоидами, существовали все взаимные переходы по количеству в них мобильной фазы, содержание которой составляло примерно 50—100 в первых и 8—50% в последних.

Реоморфизм течения, приводивший к формированию интрузивно-реоморфических гранитоидов, в чистом виде мог развиваться в отличие от реоморфизма плавления не только в условиях ультраметаморфизма, но и позже консолидации ультраметаморфогенных гранитоидов. Такие интрузивно-реоморфические гранитоиды (в частности, мигмаплутоны) в результате их диапиризма могут иметь интрузивные взаимоотношения с более молодыми вышелегающими горными породами чехла [527], а проявленные в их контактовой зоне более поздние процессы гранитизации и кремнещелочного метасоматизма создают видимость экзоконтактовых воздействий подобных диапировых интрузий на вмещающие, но в действительности более молодые породы.

В пределах зон ультраметаморфизма воздымания, как правило, проявлены оба вида реоморфизма со всеми взаимопереходами. Отличительными критериями интрузивно-реоморфических пород, в особенности реоморфизма течения, от интрузивно-анатектических являются низкие значения палеотемператур, устанавливаемых по минеральным геотермометрам, сравнительно с минимальными температурами плавления пород соответствующего состава; так, для интрузивно-реоморфических гранитоидов течения Г. М. Беляев [24] приводит значения палеотемператур 350—500° С, в то время как интрузивно-анатектические гранитоиды соответствующего состава характеризуются температурами 640—680° С.

Для обозначения процесса образования фазы, способной к миграции (в виде расплава, раствора, газа или их смеси) в результате выделения и концентрации вещества горной породы и приобретения ею подвижности (мобильности) под воздействием внешних факторов, таких как температура, растворы и др., служит понятие «мобилизация». По объему вовлеченного вещества мобилизация может быть подразделена на полную и выборочную, а по физико-химическим условиям — на анатектическую и гидротермальную [272].

Выборочная мобилизация особенно хорошо устанавливается в таких породах, в которых мобилizat (лейкоксом: кварц+полевой шпат) находится в непосредственной близости от немобилизованного остатка (меланосомы: биотит, роговая обманка, пироксены и др.).

Анатектическая мобилизация заключалась в выплавлении из окружающих пород легкоплавкой составной части, обычно представленной анатектическими пегматоидными гранитами.

Гидротермальная мобилизация наиболее характерна для мезозоны (выше зоны амфиболитовой фации), необходимым условием проявления ее являлось достаточное количество H_2O ,

насыщавшей породы. Последовательность стадий мобилизации в процессе гранитообразования может быть представлена следующей схемой [273]: 1) перекристаллизация и бластический рост главным образом калиевого полевого шпата и плагиоклаза (метабластез, фельдшпатизация, метасоматическая гранитизация); 2) образование содержавшего воду кварц-полевошпатового расплава (частично котектического), который отделялся от респитов, обогащенных остаточными темноцветными компонентами (метатексис, мигматизация, пегматитизация); 3) преимущественное образование расплавленного материала, включавшего темноцветные компоненты, которое приводило к формированию шлировых (до небулитовых) плутонических пород (диатексис, плутонизация, магматизация); респиты не образовывались; 4) гомогенизация возникавшего расплава, его интрузия в чужеродные вмещающие породы и часто последующая дифференциация. К понятию «мобилизация» близки понятия «метаморфическая дифференциация» и «мигматизация латераль-секретционного и метасоматического типов» [68].

Продукты мобилизации — *мобилизаты* представляют собой вновь образованные фазы, способные к миграции (перешедшие из немобильного состояния в мобильное), т. е. независимо от того, сложены ли они целиком расплавленным, растворенным или газовым веществом или смесью этих веществ. Мобилизаты подразделяются на нормальную серию мобилизатов, представленную следующими типами мобилизатов [273]: 1) гидротермальные (Кв, Кв-Аб, Кв-Аб-Хл, Кв-Аб-Эп, Кв-Карб, Карб-Та и др.); 2) полевошпатовые (например, Кпш); 3) пегматитовые (Кв-Кпш, Кв-Пл, Кв-Кпш-Ап и др.); 4) гранитные (Кв-Кпш-Би, Кв-Кпш-Корд и др.); 5) диоритовые (Кв-Пл-Ро, Пл-Ро-сфеновые и др.); 6) габброидные (например, Пл-Пи).

Наиболее характерны низкотемпературные гидротермальные мобилизаты, представленные парагенезисом: Аб + Кв с примесью Хл, Эп, Акт и др. [448]. Могут возникнуть породы, внешне принадлежащие фации зеленых сланцев или эпидот-амфиболитовой фации. Мобилизат может быть переотложен или отжат в зоны тектонических нарушений, что особо подчеркивалось Х. Рамбергом [580].

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Главнейшие
закономерности
гранитообразования
и гранитизации
в Восточной Сибири
и на Дальнем Востоке

Геология Восточной Сибири и Дальнего Востока чрезвычайно показательна в плане как познания общих закономерностей и особенностей процессов гранитообразования, так и использования последних для решения вопросов стратиграфии, тектоники, магматизма, метаморфизма, реконструкции истории геологического развития конкретных регионов и направления поисков ценных полезных ископаемых. Благодаря различному уровню эрозионного среза на дневную поверхность выведены продукты гранитообразования различных уровней глубинности, характеризующиеся большим генетическим разнообразием и широким возрастным диапазоном, варьирующим от архея до мезозоя включительно.

Разновозрастные гранитоидные комплексы, весьма широко развитые на территории Восточной Сибири и Дальнего Востока, локализованы в пределах Байкальской, Джугджуро-Становой, Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей и Сибирской платформы (рис. 1) *, отражают в своем составе и генетических особенностях главные закономерности эволюции этих структурных областей. С целью выяснения взаимосвязи тектонической эволюции с процессами гранитообразования и установления закономерностей и направленности последнего были изучены гранитоидные комплексы и продукты гранитизации как в пределах складчатых областей на примере Джугджуро-Становой и Монголо-Охотской областей (хр. Джагды-Тукурингра и хр. Джугджур) и кристаллического основания Сибирской платформы (Алданский щит), так и переходной области от Алданского щита к его Джугджуро-Становому склад-

* Следует учитывать условность подобного структурного районирования Восточной Сибири и Дальнего Востока. Так, например, одни исследователи Джугджуро-Становую складчатую область включают в состав Сибирской платформы [100], другие — в состав Алданского щита [81], третьи — в состав позднепротерозойской (Монголо-Охотской) геосинклинальной области [303] или считают продолжением Байкальской складчатой области [397] или активизированным основанием интракратонной геосинклинали, фиксирующей в пределах Восточной Сибири начальный этап процесса рифтогенеза [37] и т. д. Детальное рассмотрение различных тектонических построений и стратиграфических схем дано в сводках [69, 75, 270, 440, 451 и др.].

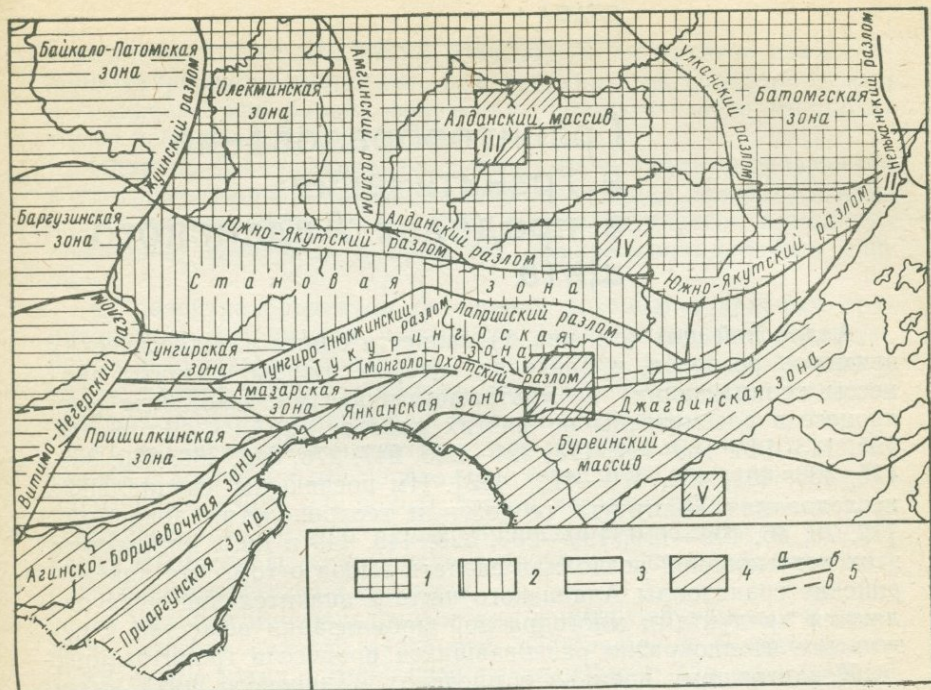


Рис. 1. Схема структурного районирования юго-востока Восточной Сибири (по А. Н. Неелову).

1 — Сибирская платформа; 2 — Джугджуро-Становая складчатая область; 3 — Байкальская складчатая область; 4 — Монголо-Охотская складчатая область; 5 — границы; а — складчатых областей; б — структурных зон; в — северной границы распространения вулканогенных формаций станового комплекса. Исследованные районы: I — хр. Джугды-Тукуринга, II — хр. Джугджур, III — Центральнoалданский, IV — Тыркано-Учурский, V — Бурейнский массив.

чатуму обрамлению (Тыркано-Учурский район) и активизированного срединного массива в пределах Монголо-Охотской складчатой области (Бурейнский кристаллический массив).

Гранитообразование и гранитизация в пределах Алданского щита

Алданский щит (см. рис. 1) является одним из классических примеров регионов, в пределах которых широко развиты процессы гранитизации и ультраметаморфизма. Продукты этих процессов рассмотрены во многих работах [25—27, 71, 98, 99, 101, 143, 144, 169, 170, 174, 221—225, 247, 278, 346, 360, 363, 369, 415, 436, 461, 462, 470—472, 492]. Им посвящены специальные исследования Института геологии и геохронологии докембрия [12, 70, 86, 109—116, 199—203, 328, 445, 449 и др.]. Результаты этих исследований позволили сделать вывод о том, что докембрийские гранитоиды Алданского щита в значительной мере являются продуктами многократной мобилизации вещества в результате неоднократно развивавшихся процессов гранитизации.

К настоящему времени в пределах Алданского щита выделяются по крайней мере четыре этапа раннедокембрийского гранитообразования, охватившего породы иенгрского и тимпотно-желтулинского комплексов архея, а также гранитизация позднедокембрийского и раннепалеозойского возраста [363]. I, II и IV этапы раннедокембрийского (послеиенгрского) гранитообразования установлены в результате непосредственных прямых наблюдений, выделение III этапа обусловлено комплексом косвенных признаков. Характер распределения и состав метаморфических пород в разрезе докембрия Алданского щита, наименование и возрастные соотношения его главных стратиграфических подразделений приведены в табл. 1 и на разрезах соответствующих рисунков.

Основанием к выделению I — раннеархейского* — этапа гранитообразования и ультраметаморфизма погружения в пределах иенгрского комплекса архея Центральноалданского района является широкое развитие среди его пород полосчатых мигматитов и горизонтов гранитоидов с наличием многочисленных реликтовых пластов и линзообразных тел (скиалитов) в различной степени гранитизированных кристаллических сланцев и их тневых полосчатых текстур. При этом гранитоиды таких

* Обоснование времени проявления четырех выделенных этапов гранитообразования по результатам направленных радиологических исследований дано в работах [347, 371, 383—388, 392, 434]; временные рубежи этапов отражены в табл. 2.

горизонтов и жильной части полосчатых мигматитов представлены кварцевыми диоритами, плагиогранитами, гранодиоритами и гранитами как бурого, зеленовато-бурого и серого (чарнокитовый комплекс), так и розового цвета.

Наличие II — позднеархейского — этапа гранитообразования и ультраметаморфизма воздымания в пределах иенгрского комплекса устанавливается на основании следующего комплекса признаков, изученных в пределах Центральноалданского района:

а) развитие продуктов замещения розовым и красным гранитоидным материалом горизонтов кристаллических сланцев, бурых и буровато-зеленоватых гранитоидов, в том числе чарнокитов, внутри которых, в свою очередь, содержатся реликты кристаллических сланцев и их теневые текстуры;

б) развитие многочисленных тел розовых и красных гранитоидов с постепенными переходами через зоны интенсивной гранитизации в слабо и, наконец, совсем негранитизированные кристаллические сланцы и бурые, буровато-зеленоватые и зеленоватые гранитоиды, в том числе чарнокиты, «переслаивающиеся» с горизонтами розовых гранитов;

в) наличие многочисленных жил и интрузий розовых и красных гранитов, нередко связанных постепенными взаимопереходами с участками интенсивной гранитизации; эти интрузивные и жильные гранитоиды часто содержат многочисленные реликты и ксенолиты кристаллических сланцев, бурых и зеленовато-бурых гранитоидов;

г) наличие даек, секущих первично стратифицированные породы федоровской свиты (кристаллические сланцы и послойные гранитоиды) и подвергнутых вместе с ними гранитизации.

III — раннепротерозойский — этап ультраметаморфизма и гранитообразования устанавливается исходя из резкого качественного различия характера развития продуктов гранитообразования в пределах пород иенгрского и стратиграфически вышележащего тимптоно-желтулинского комплексов архея Центрального Алдана. Так, в пределах иенгрского комплекса широко распространены участки интенсивно гранитизированных пород самой разнообразной формы и нередко весьма значительных размеров, а также многочисленные жильные образования и интрузии розовых и красных гранитов. В то же время в пределах тимптоно-желтулинского комплекса ультраметаморфизм и гранитизация выражены в основном лишь в образовании полосчатых мигматитов и послойно гранитизированных пород при резко подчиненном и, как правило, сугубо локальном развитии инъекций расплава и жил замещения. Такое различие может быть объяснено лишь предположением о развитии процессов гранитообразования в условиях резко различного тектонического режима и различной компетентности исходных пород, а следовательно, и в разное время.

ТАБЛИЦА 1

Схема положения стратифицированных метаморфиче-
 Центральноалданского района Алданского щита

Район	Группа	Комп-лекс	Серия	Свита	Подсвита	Гори-зонт	Мощность, м
Окраинная часть щита, примыкающая к зоне Становика-Джугджура	Архейская (или раннепротерозойская)	Тимптоно-желтулинский (tn—dj)	Желтулинская (dj)	Альванарская (луриканская) (lk)			1500—3000
				Худурканская (хайканская) (hk)			5000—9500
				Сутамская (st)			3000—13000
			Тимптон-ская (tn)	Кюриканская (kr)			2000
			Желтулинская (dj)	Сутамская (st)	Верхняя	1100	
					Нижняя	1000—1250	
			Тимптонская (tn)	Кюриканская (kr)	Верхняя	2200	
					Нижняя	1900	
				Верхнесуннагинская (vs)		1500	
			Центральная часть щита				

ских и ультраметаморфических образований в разрезе докембрия

Современный минеральный состав первично-стратифицированных пород

Существенно роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы с диопсидом, биотитом, редко гиперстеном; много линз и прослоев мраморов; белые, светло-серые, реже розовые и красные гранитоиды

Гнейсы и кристаллические сланцы с биотитом, диопсидом, роговой обманкой и гиперстеном, редко с гранатом; прослой и линзы мраморов и кальцифиров; розовые, бурые и красные гранитоиды

Существенно биотит-гранатовые гнейсы и кристаллические сланцы, реже биотитовые, диопсидовые, роговообманковые и гиперстеновые, еще реже силлиманитовые, графитовые и кордиеритовые; линзы мраморов; белые и светло-серые гранитоиды, редко с розовым оттенком

Биотитовые, роговообманковые, диопсидовые и гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы нередко с гранатом, линзы и прослой мраморов; белые, светло-серые, буровато-серые и буровато-зеленоватые гранитоиды

Существенно биотит-гранатовые гнейсы, прослой биотитовых, редко диопсидовых и диопсид-гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев; белые гранитоиды

Биотит-гранатовые и диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы; прослой и линзы мраморов; белые и светло-серые гранитоиды

Биотит-гранатовые гнейсы, часто с силлиманитом и графитом, редкие прослой гнейсов и кристаллических сланцев с гиперстеном, диопсидом; белые и светло-серые гранитоиды

Биотит-гранатовые, гиперстеновые, диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы; прослой и линзы мраморов; белые и светло-серые гранитоиды

Гиперстеновые, диопсидовые и роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы; темно-серые гранитоиды

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 1

Район	Группа	Комплекс	Серия	Свита	Подсвита	Горизонт	Мощность, м		
Центральная часть щита	Архейская (или раннепротерозойская)	Тимптоно-желтулинский (tp—dj)	Тимптонская (tn)	Нижнесуннагинская (ns)			1200—1500		
				Улунчинская (ul)			1200—2200		
				Иджакская (id)			2500—2800		
	?	?	?	?	Федоровская (fd)	Верхняя (fd ₃)	lk	100—500	
							at	1600—1800	
	Архейская	Иенгрский (ig)	Федоровская (fd)				Средняя (fd ₂)	ht	100—250
								kb	1600—1800
								lg	150—250
						Нижняя (fd ₁)	lb	350—1000	
							md	0—100	

Современный минеральный состав первично-стратифицированных пород

Диопсидовые, гиперстеновые, роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы; темно-серые и зеленовато-серые гранитоиды

Биотит-гранатовые и биотитовые гнейсы иногда с силлиманитом и кордиеритом, прослой гиперстеновых, диопсидовых кристаллических сланцев, редко кварциты и кальцифиров; белые, светло-серые и розовые гранитоиды

Гиперстеновые, биотитовые, диопсидовые и роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы; линзы биотит-гранатовых гнейсов, редко кальцифиров; розовые, красные и бурые гранитоиды

Диопсидовые кристаллические сланцы с гиперстеном, роговой обманкой и биотитом; прослой и линзы диопсидовых пород и кальцифиров

Существенно роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы с гиперстеном, биотитом и диопсидом; розовые, красные, бурые и зеленовато-бурые гранитоиды

Существенно диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы с биотитом, роговой обманкой, гиперстеном и скаполитом; линзы диопсид-флогопитовых пород и кальцифиров

Гнейсы и кристаллические сланцы с биотитом, диопсидом, роговой обманкой, гиперстеном; реже линзы диопсидовых, флогопит-диопсидовых и скаполит-диопсидовых пород; розовые, красные, бурые, зеленовато-бурые, редко серые гранитоиды

Диопсидовые, реже роговообманковые и биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы; диопсидовые, скаполит-диопсидовые и флогопит-диопсидовые породы и кальцифиров

Гнейсы и кристаллические сланцы с биотитом, роговой обманкой, диопсидом и гиперстеном, редко линзы диопсидовых и диопсид-роговообманковых пород; розовые, красные и бурые гранитоиды

Диопсидовые и роговообманковые кристаллические сланцы; диопсидовые, скаполит-диопсидовые и флогопит-диопсидовые породы

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 1

Район	Группа	Комплекс	Серия	Свита	Подсвита	Горизонт	Мощность, м
Центральная часть щита	Архейская	Иенгрский (ig)	Верхнеалданская (va)	Верхнеалданская (va)	Верхняя (va ₂)		2200
					Нижняя (va ₁)		1800

IV — ранне-среднепротерозойский и среднепротерозойский этап гранитообразования в пределах центральной части Алданского щита устанавливается на основании развития процессов кремне-калиевого, кремне-кали-натриевого и кремне-натриевого метасоматизма в мощных зонах милонитов, секущих все архейские породы.

Выделенные четыре этапа гранитообразования можно объединить в два крупных тектоно-магматических цикла (по два в каждом) — архейский и протерозойский, каждый из которых отвечал определенному тектоническому развитию территории современного Алданского щита в раннем докембрии. При этом I этап гранитообразования и ультраметаморфизма погружения каждого из этих двух циклов (I и III этапы) отвечал времени максимального прогибания области вулканизма и осадконакопления. II этап гранитообразования каждого цикла, связанный с процессами ультраметаморфизма воздымания (II и IV этапы), отвечал времени максимума и конца складчатой активности в пределах рассматриваемых областей, т. е. средним и пред-инверсионным стадиям развития.

§ 1. Гранитообразование I (раннеархейского) этапа

Первый наиболее древний докембрийский этап гранитообразования проявился главным образом в поле развития пород иенгрского комплекса (см. табл. 1). Сформировавшиеся на этом этапе гранитоиды имеют ограниченное распространение и количественно заметно уступают более поздним докембрийским гранитоидным образованиям. Несомненно, что наблюдающаяся диспропорция в распространенности разновозрастных гранитоидов обусловлена не только различной интенсивностью гранитообразования на разных этапах, но и существенной переработкой (возможно, многократной) более древних образований в после-

Гнейсы и кристаллические сланцы с биотитом, гранатом, силлиманитом, шпинелью, кордиеритом, иногда с дистеном, реже с гиперстеном, диопсидом и роговой обманкой; линзы диопсидовых, флогопит-диопсид-скаполитовых пород и кварцитов; бурые и розовые гранитоиды

Кварциты, реже силлиманитовые, гранатовые, кордиеритовые гнейсы, диопсид-корундовые породы и магнетитовые кристаллические сланцы; бурые и розовые гранитоиды

дующие этапы геологического развития региона. Так, в ряде случаев с уверенностью устанавливается полная или частичная мобилизация минерального вещества наиболее древних гранитоидов во II, III и даже IV этапах гранитообразования. При этом трансформированные гранитоиды изменили не только минеральный и химический состав, но и структурно-геологическую позицию.

Размещение докембрийских гранитоидов I этапа подчиняется стратиграфо-литологическому контролю (см. табл. 1). Наиболее часто они встречаются среди метаморфических образований Верхнеалданской свиты иенгрского комплекса (бассейны рек Б. Нимныр, Нимгеркан, Чампула, Б. Ыллымах, Холодной и др.), федоровской свиты (бассейны рек Холодной, Левый, Правый и Большой Ыллымах, Тимптон и др.), в меньшей степени иджакской свиты, тяготея к пачкам и горизонтам, в составе которых существенную роль играют кварцево-полевошпатовые породы — различные по составу плагиогнейсы и кварцито-гнейсы. Относительно небольшие поля их развития известны на вершине Алдано-Тимптонского водораздела в районе Тимптонской группы флогопитовых месторождений, а также в бассейне р. Куранах.

Гранитоиды I этапа образуют пластовые или линзовидные тела небольших размеров — первые метры по мощности, десятки — сотни метров по простиранию; залегание тел по отношению к слоистости вмещающих метаморфических пород строго согласное (рис. 2—4). Одинаково часто наблюдаются как резкие ровные, так и расплывчатые контакты. Наиболее крупные тела нередко содержат многочисленные маломощные прослои и линзы, а также теньевые реликты (скиалиты) кристаллических сланцев и плагиогнейсов (см. рис. 2—4), в ряде случаев представляющими собой промежуточные звенья между гранитами и в той или иной мере гранитизированными включениями метаморфических пород.

ТАБЛИЦА 2
Периодизация геологических событий в докембрии

Геологическое сооружение		Порода, генезис, серия	Время образования	
Название, время	Этап формирования		Иенгрский** цикл (>3500—	
			Вулканизм, седиментогенез	Ультраматаморфизм погружения (I этап) (>3500—3000)
Тимптоно-Становое протогеоинклинально-складчатое (~2500—1750)	Инверсионно-складчатый (2100—1750)	Граниты в виде секущих тел (ПМ, <i>tn</i>) Граниты в послыльном залегании (АН, <i>dj</i>)		
	Протогеосинклинальный (2500—2100)	Мраморы (ММ, <i>dj</i>) Пл. кристаллические сланцы (ММ, <i>tn</i>)		
Иенгрское протгеосинклинально-складчатое (>3500—2500)	Инверсионно-складчатый (2100—1750)	Кв-кпш и кв-кпш-аб метасоматиты зон милонитов (МС, <i>fd</i>) Граниты из зон милонитов и милониты (МС, <i>fd</i>)		
		Граниты в виде секущих тел (ПМ, <i>fd</i>) Граниты в виде секущих тел (ИА, <i>fd</i>)		
	Протогеосинклинальный (>3500—3000)	Гранитоиды в послыльном залегании (ПА, <i>fd</i>) Ди-фл-ка порода (РМ, <i>fd</i>) Фл-мт-ди-ка порода (РМ, <i>fd</i>) Мраморы (ММ, <i>fd</i>) Пл. кристаллические сланцы (ММ, <i>fd</i>)	4000 ± 1000(4) 3200 ± 500(2) { 3300 ± 200(2) 3400 ± 200(4)	3100 ± 200(2) 3500—

* Методы определения возраста, млн. лет [369]: (1) Sr изотопно-спектральный, Генезис: АН — анатектический, ИА — интрузивно-анатектический, ММ — метаморфогенетический, РМ — реакционно-метаморфогенный. Серия: *dj* — желтулинская, *fd* — федоровская, ** Включает в себя федоровский и верхнеалданский циклы.

Алданского щита по радиологическим данным *

и преобразования				Активизация, (200—100)
2500	Тимптоно-становой цикл (~2500—1750)			
Ультраметаморфизм воздымания (II этап) (~3000—2600)	Вулканизм, седиментогенез (~2500—2100)	Ультраметаморфизм погружения (III этап) (~2500—2100)	Гранитизация инверсионного этапа (IV этап) (2100—1750)	
		2000 ± 100(1) 2000 ± 100(1)		
	2300 ± 80(2) { 2330 ± 160(2) 2600 ± 200(3)			<200(3)
			1700 ± 20(2) 1850 ± 100(2)	
2500 ± 300(3)		2200 ± 200(2)	1900 ± 100(2)	150 ± 50(3)
2800(3)		2180 ± 50(2) 2145 ± 110(1)		100—0(3)

(2) Pb — Pb изохронный, (3) «согласованных разностей», (4) Th — Pb изохронный.
 ный, МС — метасоматический, ПА — палингенно-анатектический, ПМ — палингенно-метасоматический — тимптонская.

Гранитоиды имеют плоскопараллельные текстуры, согласные с реликтовыми и вмещающими их горизонтами кристаллических сланцев (см. рис. 3, 4), реже встречаются разновидности с массивными текстурами (см. рис. 2). Четко выраженная гнейсовидность гранитоидов I этапа в сочетании с фактом участия их в складчатости вместе с вмещающими метаморфическими породами ранее служили основанием для отнесения этих образований к группе ортогнейсов. Структура гранитоидов мелко- или среднезернистая, чаще всего переходная от гранобластовой к гипи-

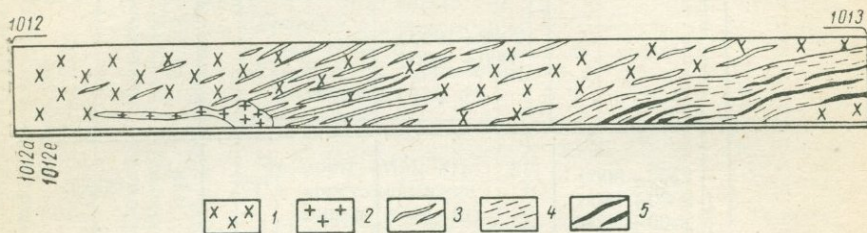


Рис. 2. Разрез по правому берегу р. Б. Ылымах (масштаб 1 : 3125), керриканский горизонт верхней подсвиты федоровской свиты.

1 — бурые и зеленовато-сероватые среднезернистые массивные биотитовые, авгитовые, гиперстеновые антипертитовые гранодиориты, кварцсодержащие диориты, в том числе чарнокиты первого этапа; 2 — мясо-красные крупнозернистые аляскинские граниты второго этапа; 3 — линзы и реликтовые пласты тонкополосчатых серых и буровато-серых биотит-гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев среднезернистые биотит-гиперстеновые гнейсы и авгит-роговообманковые диопсидовые и роговообманковые плагиоклазовые кристаллические сланцы; 4 — прослои и линзы авгит-роговообманковых плагиоклазовых кристаллических сланцев. Здесь и далее на рис. 3, 9, 10, 13, 16 цифры над разрезом обозначают номера точек, а под разрезом — номер пробы. Сплошной линией под разрезом обозначены коренные выходы пород, штриховой — делювиальные образования, пунктирной — аллювиальные и делювиальные.

диоморфнозернистой, участками протокластическая или порфиробластовая.

По вещественному составу различаются кварцсодержащие и кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и тоналиты, кварцевые монзониты, а также граниты аляскинские, калиевые и нормальные. Наиболее распространены гранодиориты, кварцевые диориты и плагиограниты; на долю остальных разновидностей приходится около трети объема всех гранитоидов I этапа (табл. 3). При этом бурые, зеленовато-бурые, буровато-серые и серые разновидности гранитоидов наиболее широко развиты в пределах керриканского горизонта средней подсвиты федоровской свиты, меньше — среди пород верхнеалданской свиты и любкакайского горизонта, еще меньше — среди пород атырского горизонта верхней подсвиты федоровской свиты и иджакской свиты (см. табл. 1).

Характер распределения гранитоидов по формам тел и их структурно-текстурным особенностям среди указанных свит следующий. Серые, бурые и серовато-буроватые граниты, грано-

диориты и плагиограниты, зеленовато-бурые и зеленоватые кварцевые диориты и плагиограниты в пределах керибиканского горизонта средней подсветы федоровской свиты развиты

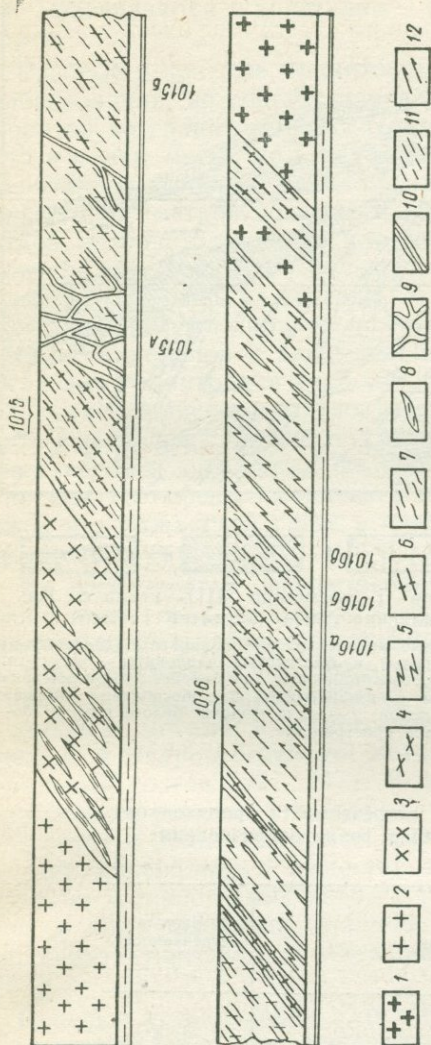


Рис. 3. Разрез по левому берегу р. Б. Ыллымах (масштаб 1:3125), керибиканский горизонт средней подсветы федоровской свиты.

1 — крупнозернистые пегматониды, средне- и мелкозернистые красные и мясо-красные массивные и однородные граниты II этапа; 2 — розовые мелкозернистые гранитоиды II этапа; 3 — массивные буровато-сероватые, сероватые, буровато-розоватые и буровато-розоватые гранодиориты I этапа; 4 — развитие в бурях и буровато-зеленоватых гранодиоритах розового и красного среднего, мелко- и крупнозернистого, реже пегматонидного кварц-полевошатового материала в связи с гранитообразованием II этапа (до розовых гранитов) кристаллические сланцы с их реликтами и темными полосчатыми текстурами; 6 — интенсивная гранитизация и минтализация II этапа розовым и красным кварц-кальциевым материалом; 7 — бурые и буровато-зеленоватые гранитоиды I этапа с многочисленными реликтовыми горизонтами и темными полосчатыми текстурами кристаллических сланцев; 8 — реликтовые гранитоиды и линзы кристаллических сланцев; 9 — жилы амфиболиты; 11 — светло-серые тонкополосчатые кристаллические сланцы; 12 — красные среднезернистые и пегматонидные граниты II этапа с реликтами гранитизированных кристаллических сланцев и их реликтами плоскопараллельными и полосчатыми текстурами.

в виде послойных горизонтов мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, очень редко первых десятков метров. В зеленовато-бурых и зеленоватых гранодиоритах — кварцевых диоритах имеются реликты кристаллических сланцев пластообразной и линзообразной формы. В серых, бурых и серо-

вато-буроватых гранитах — гранодиоритах и плагиогранитах встречаются линзы и теневые текстуры кристаллических сланцев. Как правило, рассматриваемые гранитоиды имеют плоско-

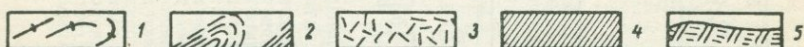
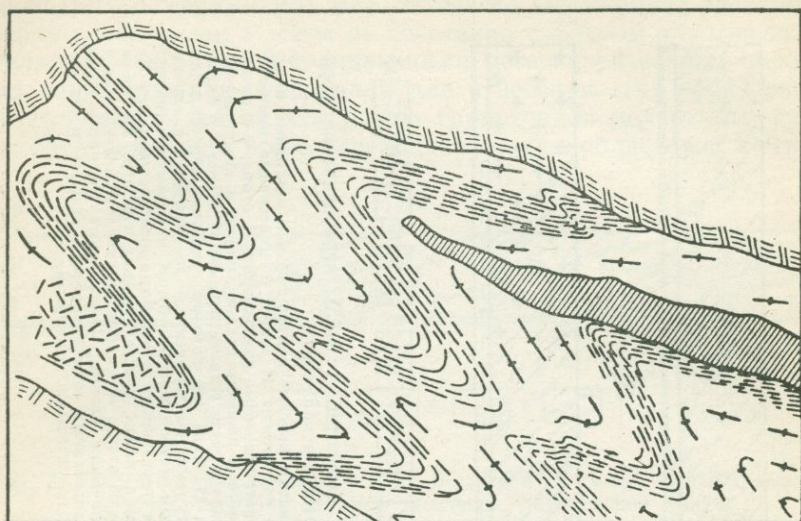


Рис. 4. Переслаивание гранитоидов I (возможно III) этапа с Кр. сл. Обн. 1800, р. Тимптон, иджакская свита (масштаб 1:3125).

1 — буроватые мелкозернистые диопсидовые антипертитовые чарнокиты (гиперстен-диопсидовые антипертитовые кварцевые диориты) и биотитовые чарнокиты — биотит-гиперстеновых гранитов; 2 — темно-серые роговообманковые и пироксен-роговообманковые плагиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты; 3 — обособления буроватых крупнозернистых кварц-полевошпатовых пород; 4 — жила молочно-белого кварца; 5 — задернованное пространство.

ТАБЛИЦА 3

Относительная частота встречаемости гранитоидов I (раннеархейского) этапа гранитообразования (по Г. М. Беляеву)

Разновидности	Частота встречаемости, %
Кварцевые диориты	26,1
Гранодиориты	24,5
Плагиограниты + тоналиты	20,0
Аляскитовые граниты	10,0
Диориты	8,2
Граниты нормальные	6,5
Граниты калиевые	3,2
Кварцевые монцониты	1,5

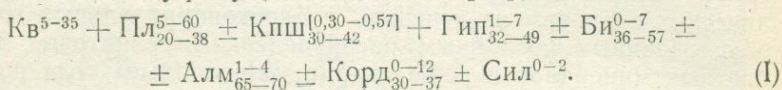
параллельные текстуры, параллельные реликтовым и вмещающим их горизонтам кристаллических сланцев, реже встречаются гранитоиды с относительно массивными текстурами. Очень часто в диоритах и кварцевых диоритах с зеленоватым плагиоклазом развиваются кристаллы бурого калиевого полевого шпата.

Розовые и красные гранитоиды, относимые к I этапу гранитообразования, по составу варьируют от диоритов и кварцевых диоритов до гранитов; аляскитовые разности этих гранитоидов, хотя и имеют место, но в целом не характерны. Форма тел этих гранитоидов главным образом пластообразная, мощностью от первых сантиметров до нескольких метров, реже нескольких десятков метров. Для более или менее мощных горизонтов этих гранитоидов характерно большое количество реликтов кристаллических сланцев, их теневых и плоскопараллельных текстур, обусловленных послойным распределением реликтовых темноцветных минералов и реже кварца. «Послойные» тела розовых и красных гранитоидов наиболее широко распространены в пределах любкакайского горизонта нижней подсветы федоровской свиты, несколько меньше — среди толщ керибаканского горизонта средней подсветы федоровской свиты, еще меньше — в пределах атырского горизонта верхней подсветы федоровской свиты и в иджакской свите и совсем мало — среди пород верхнеалданской свиты.

Из особенностей вещественного состава рассматриваемых гранитоидов следует отметить присутствие в них зонального плагиоклаза, заметную обогащенность калиевого полевого шпата (промежуточный или высокий ортоклаз) натрием, а также в целом их полиминеральность. В этом отношении они близки к породам метаморфического комплекса, особенно к плагиогнейсам и кварцитогнейсам, которым тоже свойствен полиминеральный состав [221, 247]. В основе такого сходства лежит генетическое родство этих пород, так как ряд признаков свидетельствует в пользу того, что гранитоиды I этапа образовались за счет минерального вещества первично-стратифицированных осадочно-вулканогенных пород в процессе их ультраметаморфического преобразования, главным образом в результате палингенно-анатектического и метаморфогенного гранитообразования [363].

С целью установления взаимосвязи состава исходных пород и возникших за их счет минеральных парагенезисов рассматриваемых существенно палингенно-анатектических гранитоидов последние были разделены на две группы [25]: 1) бедные СаО, в которых присутствует только один минерал, содержащий Са,— плагиоклаз; 2) богатые СаО, в которых наряду с плагиоклазом заметно развиты также моноклинный пироксен и роговая обманка.

Бедные СаО гранитоиды пространственно, как правило, тяготеют к выходам высокоглиноземистых гнейсов* (см. рис. 9). От последних они отличаются существенно калиевополевошпатовым составом, лейкократовым обликом, вплоть до аляскитового, и типично гранитовыми структурой и текстурой. В составе этих гранитоидов участвуют 8 главных породообразующих минералов: кварц, ортоклаз, плагиоклаз, гиперстен, гранат, биотит, кордиерит и силлиманит в различных сочетаниях и количественных соотношениях. Из второстепенных минералов спорадически присутствует шпинель. Аксессуарные минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом и монацитом. Наиболее распространены в бедных СаО гранитоидах следующие семи- и шестиминеральные ассоциации, отвечающие парагенетическому ряду (табл. 4, асс. 1; [25]):



Шестиминеральная ассоциация характеризуется равновесными взаимоотношениями минералов, чего нельзя сказать о семиминеральных ассоциациях. Так, например, в участках гранитоидов сиенитового состава иногда наблюдаются структуры распада биотита на тонкозернистый агрегат калиевого полевого шпата, шпинели и рудного минерала (табл. 4, асс. 1). Появление шпинели в подобных ассоциациях свидетельствует о недостатке кремнезема, так как иначе образовался бы кордиерит. Последний, в частности, в симплектитовом сростании с кварцем образует тончайшую пленку вокруг зерен граната. Ранее подобное явление в гранитизированных высокоглиноземистых гнейсах отмечалось также в работах [70, 221, 247 и др.].

Судя по коэффициенту глиноземистости ($K_{\text{Al}}=22,4$) биотита, вычисленному по данным химического анализа [163], рассматриваемые породы относятся к группе гранитоидов низкой щелочности (II группа, по [265]). По уровню железистости породообразующих темноцветных минералов рассматриваемые калиевые гранитоиды принадлежат также ко второй субфации глубинности пород чарнокитового комплекса [262].

Богатые СаО гранитоиды, представляющие собой различные комбинации кварца, калишпата, плагиоклаза, гиперстена, моноклинного пироксена, роговой обманки и биотита, обычно залегают среди основных кристаллических сланцев и плагиогнейсов

* Не исключена возможность того, что гранитоиды, развитые в пределах верхнеалданской свиты и относимые к I этапу, или часть из них сформировались еще раньше (в верхнеалданский цикл [371, 386]), а в процессе I этапа гранитообразования претерпели палингено-анатектическую мобилизацию их вещества, которая привела к почти полному их преобразованию. Это дает право до окончательного решения рассматривать их, естественно с известными допущениями, как продукты I этапа гранитообразования.

ТАБЛИЦА 4

Температура формирования гранитоидов
Алданского щита по данным минералогической
термометрии *

Этап	Генетический тип	Номер ассоциации	Температура кристаллизации, °С		
			I	II	III
I (раннеархейский)	Палингено-анатектический	(6)	830	850	750
		(1)	790	—	—
		(8)	780	575	—
		(9)	740	—	—
II (позднеархейский)	Палингено-метасоматический, интрузивно-анатектический	(15)	750	540 850	440
		(15a)	—		835
		(21)	680	560	545
		(14a)	—	—	—
		(20a)	650	—	—
		(20б)	630	—	—
		(17)	710	850	—
		(22)	700	—	—
		(18)	730	—	—
		(29)	730	710	—
	(12)	740	—	—	
	(13)	730	—	—	
	Метасоматический	(28)	600	—	—
		(31)	610	560	—
		(27)	580	—	—
		(30)	590	540	400
		(25)	680	—	—
		(24)	620	580	570
		(26)	560	—	—
(32)		630	—	—	
(33)	650	710	410		
III (раннепротерозойский)	Палигennyй	(34)	710	—	—
		(35)	850	—	—
		(38)	770	—	—
		(39)	725	—	—
		(40)	620	—	—
IV	Метасоматический	(45)	—	535	—
		(48)	580	—	—
		(49)	590	—	—

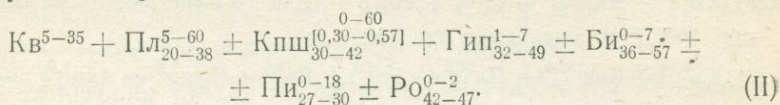
* Данные исследований Г. М. Беляева на основе геотермометров: I — двуполовшпатового Т. Барта; II — скандиево-биотитового Х. Офтедаля; III — титано-магнетитового А. Ф. Баддингтона (два последних в интерпретации Э. Ингерсона). Состав калиевого полевого шпата определялся по данным пламенно-фотометрического анализа содержаний щелочей, либо рентгенодифрактометрическим методом, состав остальных минералов — по оптическим константам с выборочной проверкой методом частных химических определений содержаний феррических компонентов. В скобках указаны акцессорные минералы. 1—9 — существенно палингено-анатектические гранитоиды I этапа гранитообразования; 12—22 — существенно палингено-метасоматические гранитоиды II этапа гранитообразования; 24 — интрузивно-анатектические гранитоиды II этапа гранитообразования; 25—33 — продукты архейского кремнещелочного метасоматизма; 34—40 — существенно палингеновые гранитоиды III этапа, развитые в пределах иенгрского, тимптонского и желтулинского комплексов; 45—49 — продукты кремнещелочного метасоматизма IV этапа.

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 4

- (1) $Kв^{20,1} + Кпш_{40}^{52,4} + Пл_{25}^{14,8} + Гип_{42}^{3,3} + Гр_{65}^{2,8} + Би_{52}^{4,5} + Корд_{30}^{1,2} + (Руд^{0,8} + Акц^{0,1})$ — калиевый гранит, обр. 343г, верховья р. Пр. Нимгеркан;
- (6) $Kв^{18,5} + Кпш_{42}^{34,5} + Пл_{26}^{30,9} + Гип_{35}^{1,2} + Пи_{27}^{10,1} + Ро_{47}^{0,7} + Би_{36}^{0,6} + (Руд^{2,7} + Акц^{0,8})$ — гранит нормальный, обр. 296а, р. Холодная;
- (8) $Kв^{21,9} + Кпш_{30-40}^{9,7} + Пл_{34}^{62,0} + Гип_{40}^{3,4} + Ро_{42}^{1,2} + (Руд^{0,6} + Акц^{1,2})$ — плагиогранит, обр. 342п, верховья р. Пр. Нимгеркан;
- (9) $Kв^{27,9} + Кпш_{30}^{18,6} + Пл_{30}^{41,6} + Гип_{44}^{2,8} + Пи_{30}^{5,9} + (Руд^{2,1} + Акц^{1,1})$ — нормальный гранит, обр. 296з, р. Холодная;
- (12) $Kв^{32,8} + Кпш_{42}^{60,1} + Пл_{17}^{4,8} + Гр_{84}^{1,8} + Би_{66}^{0,3} + Акц^{0,2}$ — аляскитовый гранит, обр. 262г, лев. берег р. Алдана 0,5 км ниже руч. Таба-Бас;
- (13) $Kв^{23,1} + Кпш_{40}^{51,4} + Пл_{18}^{7,2} + Гр_{74}^{4,4} + Би_{60}^{3,5} + Корд_{39}^{9,6} + (Руд^{0,8})$ — калиевый гранит, обр. 352ж, верховья р. Прав. Курунг-Хонку;
- (14а) $Kв^{3,9} + Кпш_{30}^{2,2} + Пл_{40}^{67,9} + Гип_{32}^{3,1} + Пи_{27}^{17,3} + Би_{40}^{3,7} + (Руд^{1,4} + Акц^{0,5})$ — кварцодержащий диорит, обр. 364б, трасса АЯМ, 575 км;
- (15) $Kв^{21,2} + Пл_{24}^{53,0} + Кпш_{37}^{8,8} + Пи_{11}^{1,8} + Ро_{30}^{4,3} + Би_{24}^{8,2} + (Руд^{1,4} + Акц^{1,3})$ — гранодиорит, обр. 353г, Таежное;
- (15а) $Kв^{28,0} + Кпш_{30}^{6,1} + Пл_{27}^{56,2} + Гип_{27}^{2,6} + Ро_{40}^{1,5} + Би_{48}^{2,4} + (Руд^{0,8} + Акц^{1,5})$ — плагиогранит, обр. 194в, ключ Серебряный (правый приток р. Алдана);
- (17) $Kв^{22,4} + Кпш_{30}^{5,6} + Пл_{34}^{58,6} + Пи_{5}^{2,2} + Би_{15}^{9,6} + (Акц^{1,6})$ — плагиогранит, обр. 354л, Таежное;
- (18) $Kв^{23,1} + Кпш_{35}^{50,5} + Пл_{26}^{18,0} + Ро_{28}^{5,0} + Би_{34}^{0,7} + (Руд^{1,3} + Акц^{1,4})$ — калиевый гранит, обр. 353п, Таежное;
- (20а) $Kв^{27,∞} + Кпш_{38}^{51,4} + Пл_{15}^{6,4} + Пи_{30}^{5,1} + (Руд^{0,2} + Акц^{0,3})$ — калиевый гранит, обр. 365в, р. Куранах;
- (20б) $Kв^{21,2} + Кпш_{32}^{55,2} + Пл_{14}^{18,6} + Пи_{10}^{4,1} + (Акц^{0,9})$ — диопсидовый калиевый гранит, обр. 0/255, р. Элькона;
- (21) $Kв^{27,9} + Кпш_{35}^{20,3} + Пл_{18}^{41,1} + Би_{53}^{9,2} + (Руд^{1,3} + Акц^{0,2})$ — нормальный гранит, обр. 345в, верховья р. Пр. Нимгеркан;
- (22) $Kв^{23,9} + Кпш_{30}^{48,9} + Пл_{32}^{16,7} + Ро_{27}^{7,6} + (Руд^{1,2} + Акц^{1,7})$ — калиевый гранит, обр. 153г, верховья р. Савгель;}
- (24) $Kв^{18,8} + Кпш_{33}^{1,2} + Пл_{33}^{63,9} + Ро_{40}^{7,9} + Би_{36}^{5,1} + (Руд^{2,0} + Акц^{1,1})$ — плагиогранит, обр. 276а, руч. Амут, лев. приток р. Унгры (см. 18);
- (25) $Kв^{15,3} + Кпш_{36}^{53,3} + Пл_{16}^{10,5} + Пи_{26}^{7,7} + Ро_{33}^{10,7} + Би_{37}^{0,2} + (Руд^{1,5} + Акц^{0,8})$ — апосланцевый пегматоидный кварцевый монзонит, обр. 259г, прав. берег р. Алдана, ниже руч. Кольна (см. 15);
- (26) $Kв^{18,9} + Кпш_{19}^{13,0} + Пл_{37}^{51,0} + Пи_{15}^{6,3} + Ро_{28}^{6,3} + (Акц^{1,7})$ — апосланцевый плагиопегматит, обр. 0/150, верховья р. Прав. Курунг-Хонку (см. 16);

- (27) $Kв^{14,1} + Kпш_{26}^{61,7} + Пл_{16}^{7,3} + Пи_{14}^{14,2} + Би_{24}^{1,1} + (Акц^{1,6})$ — апосланцевый пегматоидный кварцевый сиенит, обр. 369в, р. Эмельджак (см. 17);
- (28) $Kв^{18,9} + Kпш_{26}^{66,9} + Пл_{23}^{6,8} + Пи_{55}^{4,1} + (Акц^{3,3})$ — апогранитовый пегматит, обр. 369б/1; р. Эмельджак (см. 20);
- (29) $Kв^{13,9} + Kпш_{28}^{51,9} + Пл_{21}^{24,5} + Ро_{55}^{4,2} + Би_{52}^{2,1} + (Руд^{1,6} + Акц^{1,8})$ — апогнейсовый пегматит, обр. 307в, р. Холодная (см. 18);
- (30) $Kв^{24,6} + Kпш_{23}^{37,1} + Пл_{30}^{28,8} + Би_{43}^{7,1} + (Руд^{1,1} + Акц^{1,3})$ — апогранитовый пегматит, обр. 197д, р. Кускангра (см. 21);
- (31) $Kв^{24,6} + Kпш_{26}^{38,0} + Пл_{26}^{30,1} + Би_{67}^{5,6} + Граф^{1,3} + (Акц^{0,4})$ — апогнейсовый графитсодержащий пегматит, обр. 342б, верховья р. Прав. Нимгеркан (см. 21);
- (32) $Kв^{25,0} + Kпш_{30}^{14,1} + Пл_{21}^{56,7} + Гр_{70}^{2,6} + Би_{60}^{1,3} + (Акц^{0,3})$ — апогнейсовый плагиопегматит, обр. 220р, р. Алдан, 2 км ниже р. Нимгеркан (см. 12);
- (33) $Kв^{14,2} + Kпш_{35}^{54,3} + Пл_{11}^{10,1} + Би_{54}^{4,2} + Корд^{13,1} + Кор^{1,1} + Сил^{1,1} + (Руд^{1,2} + Акц^{0,7})$ — апогнейсовый корундсодержащий пегматит, обр. 247г, р. Чуга;
- (34) $Kв^{31,0} + Kпш_{35}^{56,1} + Пл_{22}^{6,3} + Гип_{56}^{0,5} + Би_{67}^{4,3} + (Руд^{1,5} + Акц^{0,3})$ — калиевый гранит, обр. 352д, верховья р. Курунг-Хонку;
- (35) $Kв^{14,9} + Kпш_{40}^{24,2} + Пл_{32}^{50,7} + Гип_{53}^{5,4} + Пи_{45}^{1,1} + Ро_{55}^{0,3} + Би_{68}^{1,7} + (Руд^{0,5} + Акц^{0,2})$ — нормальный гранит, обр. Е-24, р. Джелтула;
- (38) $Kв^{23,4} + Kпш_{38}^{20,1} + Пл_{25}^{40,9} + Гр_{82}^{7,2} + Би_{68}^{5,9} + (Руд^{0,3} + Акц^{2,2})$ — нормальный гранит, обр. 415а, р. Джелтула;
- (39) $Kв^{31,2} + Kпш_{36}^{42,4} + Пл_{24}^{18,3} + Ро_{53}^{6,2} + Би_{59}^{1,1} + (Руд^{0,3} + Акц^{0,5})$ — нормальный гранит, обр. 420в, р. Джелтула;
- (40) $Kв^{20,2} + Kпш_{30}^{25,5} + Пл_{18}^{52,7} + Би_{57}^{0,9} + (Руд^{0,4} + Акц^{0,3})$ — нормальный гранит, обр. 397б, р. Джелтула;
- (45) $Kв^{47,5} + Kпш_{29}^{3,3} + Пл_{29}^{22,4} + Гр_{60,5}^{26,5} + Би_{40,3}^{0,3}$ — метасоматическая порода краевой зоны пегматита, обр. 126б, Кольский полуостров;
- (48) $Kв^{33,1} + Kпш_{26}^{29,3} + Пл_{20}^{30,2} + Гр_{84}^{3,8} + Би_{62}^{0,2} + (Руд^{1,5} + Акц^{0,2})$ — апогранитоидный кварц-полевошпатовый метасоматит, обр. 229б, р. Чуга;
- (49) $Kв^{30,0} + Kпш_{27,5}^{34,7} + Пл_{12}^{16,6} + Гр_{87}^{7,7} + Би_{94}^{2,8} + Ру^{0,2} + (Акц^{0,1})$ — апогнейсовый кварц-полевошпатовый метасоматит, обр. 413д, р. Джелтула;
- (56) $Kв^{21,6} + Kпш_{31,7}^{8,5} + Пл_{15}^{60,3} + Ро_{33}^{0,4} + Би_{55}^{8,0} + (Руд^{1,0} + Акц^{0,2})$ — апокристаллосланцевый метасоматит, обр. 35б, месторождение Таежное;
- (57) $Kв^{24,0} + Kпш_{32}^{54,0} + Пл_{12}^{8,3} + Пи_{80}^{3,3} + Гр_{84}^{8,0} + Амф_{97}^{0,6} + Би_{97}^{0,5} + (Акц^{1,3})$ — андрадитсодержащий пегматит, обр. 0/58, верховья р. Прав. Курунг-Хонку.

и во многом наследуют структурно-текстурные и минералогические черты последних. По сравнению с бедными СаО гранитами парагенезисы известково-щелочных гранитоидов более разнообразны, но, как и в первом случае, обычно полиминеральны и могут быть представлены парагенетическим рядом [25]:



Семиминеральная ассоциация имеет следы некоторой неравновесности, выражающейся в распаде биотита по следующей схеме: $\text{Би}_{40} \rightarrow \text{Би}_{30-36} + \text{Кв} + (\text{Мт})$.

Очевидно, устойчивым в рассматриваемых гранитоидах является именно этот новообразованный более магнезиальный и соответственно более глиноземистый биотит (см. табл. 4, асс. 6). Такое превращение биотита возможно при повышении температуры, способствующей сужению области устойчивости железистого биотита в ассоциации с кварцем и обогащению слюды истонит-сидерофиллитовым компонентом. Это явление находит подтверждение как в экспериментальных исследованиях [198, 599], так и в теоретических обобщениях [265].

В зависимости от щелочности и температуры ($\mu\text{H}_2\text{O}$ [177]) среди рассматриваемых гранитоидов Г. М. Беляевым выделен ряд фаций [25], отображенных на рис. 5 по методу Д. С. Коржинского [177] с помощью парагенетических колец [22, 323]*. Наиболее высокотемпературной является гиперстен-гранатовая фация (рис. 5, поля I, II, III, VI), объединяющая гранитоиды, в составе которых главную роль среди темноцветных минералов играют гиперстен и гранат, в меньшей мере — диопсид и роговая обманка. Биотит в этом температурном режиме устойчив только в бескварцевых парагенезисах, относительно низким температурам отвечает роговообманково-биотитовая фация (поля VII—IX, XII, XIII), для которой наиболее характерны гранитоиды с биотитом, диопсидом и роговой обманкой. Промежуточное положение между этими двумя температурными фациями занимает гиперстен-биотитовая фация (поля IV, V, X, XI), в режиме которой образовались гранитоиды с гиперстеном, биотитом и роговой обманкой при подчиненном развитии диопсид- и гранатсодержащих разновидностей. В пределах каждой температурной ступени могут быть выделены фации гранитоидов высокой, умеренной и низкой щелочности.

Богатые СаО известково-щелочные гранитоиды I этапа сформировались в условиях, переходных от гиперстен-гранатовой

* Внутри колец линиями соединены неустойчивые минеральные ассоциации: пунктирными — четырехминеральные, сплошными — трехминеральные, штриховыми — двухминеральные; устойчивые ассоциации из пяти минералов выявляются набором по кольцу в любом направлении с учетом ограничений, указанных в работе [22].

к гиперстен-биотитовой температурной ступени. В этом температурном диапазоне низкой щелочности среды минералообразования отвечает ассоциация, устойчивая в полях I, V, VI, IX (см. табл. 4, асс. 9), и ассоциация полей IX—XII, умеренной щелочности — ассоциация полей V, VI (см. табл. 4, асс. 8) и высокой щелочности — ассоциация поля IV.

Таким образом, гранитоиды I этапа гранитообразования, выделяемые в комплекс раннеархейских палингено-анатектических глиноземистых чарнокитов [26, 363], представляют собой древнейшие на щите образования гранитоидного состава, размещение которых контролируется литолого-стратиграфическими и структурными факторами. Контроль проявляется в приуроченности пород комплекса к горизонтам существенно кварц-полевошпатового состава, тяготеющим к определенным стратиграфическим урвням, а также к центральным частям крупных синклинальных складок, в пределах которых последующие процессы гранитизации не имели широкого развития. Глиноземистые чарнокиты имеют шести- или семиминеральный состав, отвечающий парагенетическому ряду (I) и (II). По химическому составу (табл. 5) они близки к среднему кварцевому монцититу Р. Дэли, но с учетом распространенности их эндербитовых и собственно чарнокитовых разновидностей имеют значительно более основной состав (табл. 6, № 1—3).

Образование глиноземистых чарнокитов имело место в процессе регионального метаморфизма гранулитовой ступени и ультраметаморфизма погружения в интервале 900—1000°С (см. табл. 11) при значениях литостатического давления, достигавшего величин 6—11 кбар и парциального давления воды — 1,5—3 кбар [25, 26]. Завершилось чарнокитообразование в сининверсионный этап развития архейского (ингрского) тектоно-магматического цикла [371, 383]. Помимо геотермометрических данных, подтверждающих возможность развития рассматриваемого гранитообразования в условиях селективного плавления пород [51, 193—195, 330], свидетельством нахождения кислых разновидностей чарнокитов гранит-гранодиоритового состава в расплавленном состоянии являются наличие текстур течения в пластообразных телах чарнокитов, пережимы и раздувы этих «пластов» и мелких инъекций чарнокитов, ответвляющихся от таких пластообразных тел во вмещающие гнейсы. К тому же фигуративные точки чарнокитов на диаграмме Н. А. Доморацкого [108] (табл. 7, пробы 1024а, 1252а, 1292б и др.) и тетраэдре П. Ниггли [487] (пробы 1016а, 1024а и др.) ложатся в поле изверженных пород. Это в какой-то мере может служить доказательством наличия расплава. Наконец, согласование изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ и $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ также свидетельствует о наличии не только расплавления пород, но и о первично-магматической природе изученных разновидностей чарнокитов [385, 391].

На развитие процессов замещения при возникновении рас-

смотренных гранитоидов чарнокитового комплекса указывает наличие в горизонтах кислых разновидностей чарнокитов темных реликтовых текстур кристаллических сланцев, переходящих по простираанию в неизменные кристаллические сланцы (см. рис. 2 и 3), порфиробласт буровато-зеленоватого калишпата, расположенных вдоль по гнейсоватости в кристаллических сланцах вблизи контакта с чарнокитами, антипертитов замещения, образование мирмекитов на границе зерен плагиоклаза с калишпатом, уменьшение железистости гнейсов в переходной зоне

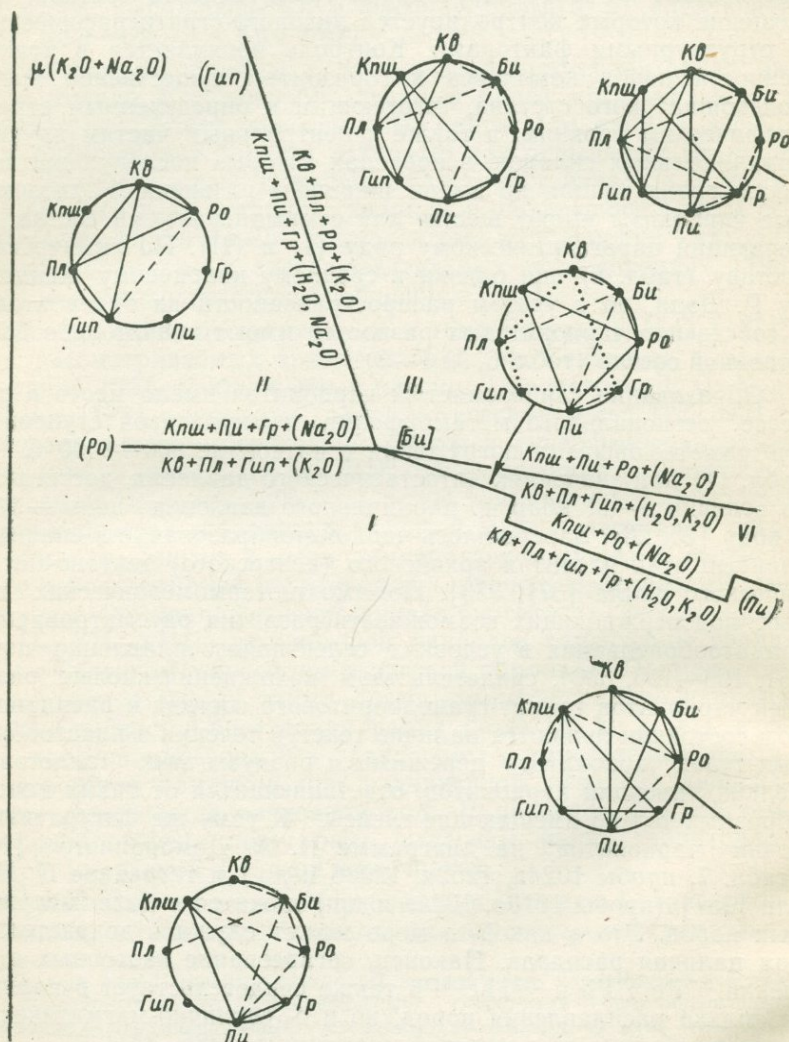


Рис. 5. Сводная диаграмма $\mu(K_2O+Na_2O)$ — μH_2O для раннедокембрийских известково-щелочных гранитоидов Алданского щита [22].

ТАБЛИЦА 5

Петрохимическая характеристика гранитоидов

Компоненты	1*	2	3	4	5
SiO ₂	$\frac{69,08}{6,06}$	$\frac{71,35}{4,26}$	$\frac{73,35}{2,00}$	$\frac{67,93}{5,87}$	$\frac{71,28}{4,69}$
TiO ₂	$\frac{0,40}{0,34}$	$\frac{0,28}{0,22}$	$\frac{0,19}{0,14}$	$\frac{0,32}{0,36}$	$\frac{0,29}{0,26}$
Al ₂ O ₃	$\frac{14,49}{2,33}$	$\frac{14,23}{1,50}$	$\frac{13,81}{1,11}$	$\frac{15,64}{3,54}$	$\frac{14,17}{1,71}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{1,67}{1,93}$	$\frac{1,41}{1,08}$	$\frac{1,17}{0,96}$	$\frac{1,53}{1,11}$	$\frac{1,42}{1,38}$
FeO	$\frac{2,35}{1,86}$	$\frac{1,29}{0,85}$	$\frac{0,91}{0,51}$	$\frac{1,35}{1,31}$	$\frac{1,50}{1,33}$
MnO	$\frac{0,05}{0,05}$	$\frac{0,02}{0,02}$	$\frac{0,02}{0,02}$	$\frac{0,04}{0,04}$	$\frac{0,03}{0,03}$
MgO	$\frac{1,29}{1,62}$	$\frac{0,76}{0,46}$	$\frac{0,54}{0,37}$	$\frac{1,00}{0,84}$	$\frac{0,86}{1,01}$
CaO	$\frac{3,92}{2,99}$	$\frac{2,17}{1,44}$	$\frac{1,00}{0,54}$	$\frac{2,13}{2,03}$	$\frac{2,34}{2,23}$
Na ₂ O	$\frac{3,43}{1,02}$	$\frac{3,35}{1,08}$	$\frac{3,36}{1,12}$	$\frac{2,80}{1,35}$	$\frac{3,38}{1,07}$
K ₂ O	$\frac{2,49}{1,83}$	$\frac{4,37}{2,46}$	$\frac{5,14}{1,58}$	$\frac{5,98}{2,79}$	$\frac{4,03}{2,27}$
<i>n</i>	33	37	34	32	104

* 1 — раннеархейские палингенио-анатектические и метаморфогенные глиноземистые чарнокиты и эндробиты ультраметаморфизма погружения, I этап;

2 — позднеархейские палингенио-метасоматические гранитоиды, II этап (гнейсо-граниты);

3 — позднеархейские интрузивно-анатектические граниты, II этап (аляскиты);

4 — позднеархейские кварц-полевошпатовые метасоматиты, II этап (пегматиты);

5 — средний состав архейских гранитоидов, центральский тектоно-магматический цикл (без учета пегматитов);

6 — средний состав архейских гранитоидов, центральный тектоно-магматический цикл;

к чарнокитам. В этой зоне в пределах кристаллических сланцев имеют место уменьшение количества моноклинного пироксена, гиперстена, роговой обманки и появление кварца и калиевого полевого шпата. Так как исходные породы недосыщены Si и содержат небольшое количество K, то появление кварца и антипертитового калиевого полевого шпата обязано повышению в подобных переходных зонах содержания K и Si.

центральной и восточных частей Алданского щита

6	7	8	9	10	11	12
70,49	72,66	68,69	73,50	63,75	72,91	71,28
<u>5,17</u>	<u>3,34</u>	<u>5,16</u>	<u>1,31</u>	<u>9,17</u>	<u>2,90</u>	<u>5,03</u>
0,30	0,29	0,29	0,18	0,26	0,26	0,27
<u>0,28</u>	<u>0,52</u>	<u>0,22</u>	<u>0,18</u>	<u>0,22</u>	<u>0,45</u>	<u>0,39</u>
14,52	13,99	14,50	13,98	17,94	13,99	14,43
<u>2,35</u>	<u>1,23</u>	<u>3,38</u>	<u>0,87</u>	<u>5,14</u>	<u>1,13</u>	<u>2,48</u>
1,44	1,02	1,73	0,84	3,31	0,97	1,32
<u>1,32</u>	<u>0,95</u>	<u>1,07</u>	<u>0,35</u>	<u>2,70</u>	<u>0,82</u>	<u>1,30</u>
1,47	1,15	1,54	1,27	1,66	1,19	1,27
<u>1,33</u>	<u>0,92</u>	<u>0,99</u>	<u>0,82</u>	<u>1,11</u>	<u>0,88</u>	<u>0,88</u>
0,03	0,02	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03
<u>0,04</u>	<u>0,02</u>	<u>0,04</u>	<u>0,05</u>	<u>0,04</u>	<u>0,03</u>	<u>0,03</u>
0,89	0,63	0,76	0,35	1,00	0,55	0,61
<u>0,97</u>	<u>0,56</u>	<u>0,78</u>	<u>0,30</u>	<u>0,76</u>	<u>0,51</u>	<u>0,55</u>
2,29	1,28	1,90	1,26	1,90	1,27	1,41
<u>2,18</u>	<u>0,96</u>	<u>1,38</u>	<u>0,53</u>	<u>1,89</u>	<u>0,85</u>	<u>1,04</u>
3,24	3,27	2,27	3,95	5,18	3,47	3,38
<u>1,16</u>	<u>1,24</u>	<u>0,84</u>	<u>1,26</u>	<u>3,76</u>	<u>1,27</u>	<u>1,69</u>
4,49	5,28	7,56	3,80	3,51	4,87	5,29
<u>2,53</u>	<u>1,69</u>	<u>2,31</u>	<u>1,93</u>	<u>3,14</u>	<u>1,86</u>	<u>2,37</u>
136	35	14	15	6	50	70

7 — ранне-среднепротерозойские интрузивно-анатектические граниты, IV этап;

8 — ранне-среднепротерозойские кварц-полевошпатовые метасоматиты, IV этап (пегматиты);

9 — среднепротерозойские интрузивно-реоморфические граниты;

10 — среднепротерозойские кварц-полевошпатовые метасоматиты;

11 — средний состав ранне-среднепротерозойских гранитов (без учета пегматитов);

12 — средний состав ранне-среднепротерозойских гранитов и пегматитов.

В числителе — величина выборочного среднего, % (по массе), в знаменателе — величина стандартного отклонения. Рассчитано В. Н. Верхало-Узким.

Формирование биотит-пироксен-роговообманковых чарнокитов гранодиоритового состава в процессе замещения скиалитов биотит-гиперстен-роговообманковых плагиоклазовых кристаллических сланцев (рис. 6, № 1, 2) сопровождалось значительным увеличением содержания в чарнокитах Si при одновременном уменьшении Fe, Ti, Mg, Ca, Mn, H₂O; остальные элементы не испытывали большого перераспределения. При этом количество

ТАБЛИЦА 6

Петрохимическая характеристика гранитоидов
Алданского щита с учетом данных об
их распространенности, % (по массе)

Компоненты	1*	2	3	4
SiO ₂	63,68	69,40	64,94	71,07
TiO ₂	0,63	0,48	0,60	0,33
Al ₂ O ₃	15,51	13,83	15,14	13,92
Fe ₂ O ₃	2,11	1,58	1,99	1,45
FeO	3,70	2,28	3,39	1,69
MnO	0,10	0,06	0,09	0,04
MgO	2,52	1,18	2,23	0,97
CaO	5,22	2,72	4,67	2,15
Na ₂ O	4,18	3,73	4,08	3,32
K ₂ O	1,41	4,09	2,00	4,23
n	18	15	33	37

* 1 — глиноземистые чарнокиты ряда плагиогранит — кварцевый диорит, I этап (эндербиты); 2 — глиноземистые чарнокиты ряда кварцевый монзонит — гранит, I этап (собственно чарнокиты); 3 — комплекс глиноземистых чарнокитов в целом, I этап; 4 — палингено-метасоматические гранитоиды, II этап (гнейсограниты). Рассчитано Г. М. Белявым.

K несколько увеличивалось, а Na уменьшалось. Однако имеющееся при этом уменьшение анортитовой составляющей плагиоклаза по мере перехода плагиоклазовых кристаллических сланцев в чарнокит свидетельствует о повышении μNa [233]. Железистость гиперстена при переходе кристаллических сланцев в чарнокиты повышалась (68—70% в чарнокитах и 50% в кристаллических сланцах) при уменьшении общего содержания гиперстена. Другие минеральные преобразования выражались в появлении кварца, калишпата и уменьшении темноцветных минералов и плагиоклаза. Образование чарнокитов гранодиоритового, так же, как и гранитового, состава сопровождалось замещением темноцветных минералов непосредственно калиевым полевым шпатом. В то же время при формировании чарнокитов диоритового и кварц-диоритового состава с низким содержанием калиевого полевого шпата или при его отсутствии происходило частичное замещение гиперстена, авгита и роговой обманки биотитом.

Изложенное позволяет предполагать повышение активности калия в процессе формирования рассматриваемых кислых чарнокитов гранитового и гранодиоритового состава. Таким образом, переход кристаллических сланцев в гранит-гранодиоритовые чарнокиты происходил при повышенном потенциале щелочей (Na₂O и K₂O) и увеличении содержания K₂O, а иногда и Na₂O, сопровождавшимся уменьшением содержания Fe, Mg и Ca в результате перераспределения элементов в пределах гори-

зонтов чарнокитов, заключенных между пластинами кристаллических сланцев. Это предположение подтверждается геологически-

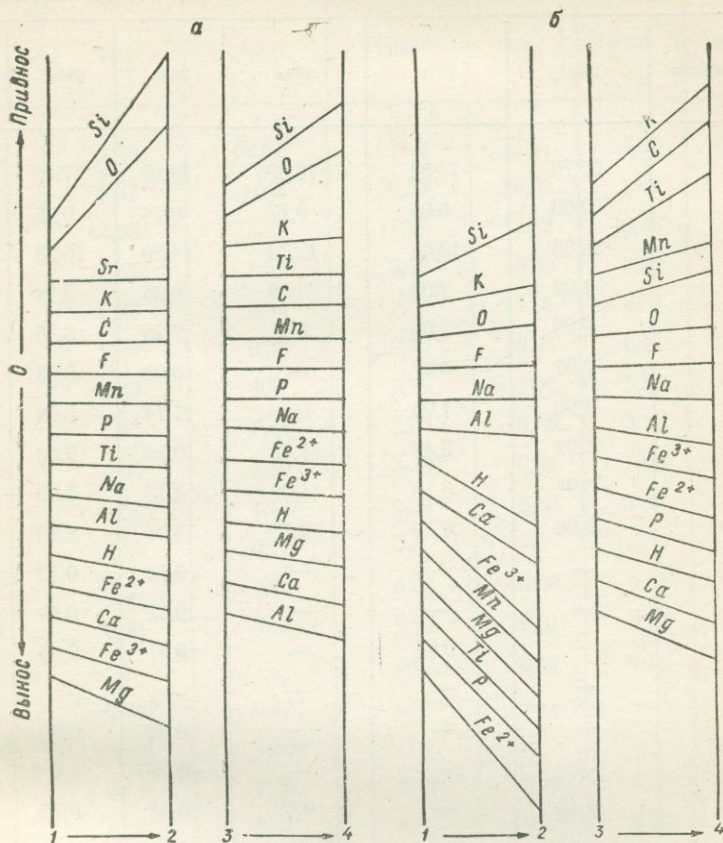


Рис. 6. Привнос-вынос элементов в процессе формирования гранитоидов чарнокитового комплекса I этапа в пределах Центральноалданского района в результате палингено-анатектического преобразования исходных пород и внутрислоевого перераспределения элементов.

Привнос-вынос элементов: а — из расчета на геометрический объем пород 10 000 Å³ (1 дел. = 10 атомом), б — в процентах по массе (1 дел. = 20%).

1 — гиперстен-роговообманковый плагиоклазовый кристаллический сланец слегка биотитизированный и калишпатизированный (проба 1292а); 2 — роговообманковый гранодиорит (проба 1292б); 3 — биотит-авгит-роговообманковый плагиоклазовый кристаллический сланец (проба 1296а); 4 — авгит-роговообманковый кварцевый диорит (проба 1296б). Результаты химического анализа, соответствующие номерам проб, и их стратиграфическая и географическая привязка приведены в табл. 7.

ми наблюдениями: нередко на границе слоя чарнокита и гнейса наблюдается оторочка из темноцветных минералов, в частности роговой обманки, кристаллы которой достигают 1 см и более, а структуры замещения наблюдаются лишь в линзах и пластах

ТАБЛИЦА 7

Химический состав докембрийских метаморфических
Центральноалданского района Алданского щита, %

Компоненты	153г*	262г	365в	534е	534ж	623д
SiO ₂	65,70	73,54	76,69	70,90	57,42	49,88
TiO ₂	0,60	0,05	0,17	0,14	0,75	1,17
Al ₂ O ₃	15,35	13,55	12,75	14,29	16,38	17,30
Fe ₂ O ₃	1,28	2,00	0,80	0,65	3,78	1,60
FeO	2,08	2,00	0,41	2,25	3,35	6,72
MnO	0,07	0,07	—	0,02	0,08	0,17
CaO	1,90	1,06	0,56	1,74	5,99	8,34
MgO	1,24	0,42	1,09	0,59	2,70	6,54
Na ₂ O	3,94	3,15	1,30	4,15	5,39	4,40
K ₂ O	6,00	6,10	4,58	4,35	2,70	1,98
SrO	—	—	—	0,13	0,12	0,12
BaO	—	—	—	0,12	0,10	0,06
P ₂ O ₅	—	0,08	—	0,11	0,44	0,55
CO ₂	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	0,03	0,99	0,35
TR	—	—	—	0,004	0,002	0,005
H ₂ O ⁺	0,45	—	0,67	0,48	0,73	0,75
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,41	0,34	0,36
П. п. п.	1,35	0,10	—	—	—	—
Σ	99,96	100,12	99,02	100,36	100,36	100,29
—O=2F				—0,01	—0,04	—0,15
Σ				100,35	100,34	100,14
δ				—	—	—
d _v				2,58	2,53	2,88

* 153г — калиевый Ро-гранит палингенно-метасоматический (II этап), верховья р. Саврег р. Алдана, 0,5 км ниже руч. Таба-Бас; 365в — калиевый салитовый гранит палингенно-ликтами Би, Авг, Пл (II этап), бассейн р. Русской; 534ж — Би-Ро-Кв-содержащий Пл-кв. свиты, р. Холодная; 623ж — розовый среднезернистый гранит, палингенно-метасоматический Ро-Пи-Пл-кв. сл. федоровской свиты, р. Русская; 749д — гранитизированный (II этап) Пикомплекса, ультраметаморфогенный (I этап), р. Б. Ыллымах; 1016в — розовый аляскитовый антипертитовый чарнокит гранитового состава (I этап), р. Б. Ыллымах; 1024в — красный

пород, продуктов их гранитизации и гранитоидов
(по массе)

623ж	749б	749д	1016а	1016в	1024а	1024в
72,27	64,70	66,97	61,40	75,47	57,95	67,96
0,18	0,67	0,45	0,55	0,05	1,42	0,86
13,16	14,63	15,32	17,17	12,72	16,46	15,79
0,31	2,57	1,50	3,10	0,68	3,00	1,72
1,68	2,66	2,44	2,84	1,06	4,84	2,22
0,03	0,08	0,05	0,09	0,03	0,12	0,04
2,27	4,02	4,51	5,25	1,06	5,56	1,26
0,74	1,86	1,34	2,03	0,56	3,12	0,64
3,55	4,00	4,60	4,38	2,96	5,00	3,00
4,90	3,56	1,44	2,06	5,08	1,32	5,60
0,14	0,11	0,12	—	—	—	—
0,12	0,12	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
0,09	0,20	0,17	0,29	0,01	0,29	0,22
—	—	—	0,02	0,12	0,15	0,05
0,06	0,03	0,02	—	—	—	—
0,003	0,001	0,008	—	—	—	—
0,39	0,68	0,70	0,45	0,10	0,44	0,21
0,25	0,29	0,37	0,33	0,20	0,24	0,16
—	—	—	—	—	—	—
100,14	100,18	100,04	99,96	100,10	99,91	99,73
—0,02	—0,01	—0,01	—	—	—	—
100,12	100,17	100,03	99,96	100,10	99,91	99,73
—	—	—	2,64	2,50	2,58	2,38
2,65	2,66	2,70	—	—	—	—

гель: 262г — аляскитовый гранат-Би-гранит палингенно-метасоматический (II этап), лев. бе-метасоматический (II этап), р. Куранах; 534е — гранит палингенно-метасоматический с ре-сл. федоровской свиты, бассейн р. Русской; 623д — темно-серый Ро-Пл-кр. сл. федоровской с реликтовой полосчатостью (II этап), р. Холодная; 749б — гранитизированный (II этап) Пл-кр. сл. федоровской свиты, р. Русская; 1016а — бурый Би-Авг-Ро-диорит чарнокитового палингенно-метасоматический гранит (II этап), р. Б. Ыллымах; 1024а — бурый Би-Гип-Ро-аляскитовый гранит ультраметаморфогенный (II этап), р. Б. Ыллымах.

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 7

Компоненты	1255ж*	1255к	1292а	1292б	1296а	1296б
SiO ₂	49,52	72,30	52,40	72,02	49,08	58,10
TiO ₂	0,67	0,25	1,00	0,18	0,86	1,26
Al ₂ O ₃	16,51	12,91	16,44	15,06	19,09	15,86
Fe ₂ O ₃	5,62	1,82	4,13	0,42	4,98	3,75
FeO	5,24	0,90	6,60	1,65	5,79	4,64
MnO	0,19	0,05	0,13	0,03	0,08	0,09
CaO	9,90	5,00	6,90	3,44	8,50	5,82
MgO	6,07	1,10	5,20	1,02	4,45	2,87
Na ₂ O	4,34	4,46	4,70	3,90	4,70	4,36
K ₂ O	1,15	0,92	1,33	1,52	1,33	2,16
SrO	—	—	—	—	—	—
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,21	0,05	0,27	0,05	0,48	0,36
CO ₂	0,28	0,08	0,05	0,21	0,02	0,18
F	—	—	—	—	—	—
TR	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,60	0,31	0,81	0,43	0,80	0,59
H ₂ O ⁻	0,14	0,12	0,29	0,27	0,17	0,16
П. п. п.	—	—	—	—	—	—
Σ	100,44	100,27	100,25	100,20	100,33	100,18
-O=2F	—	—	—	—	—	—
Σ						
δ	2,83	2,52	2,79	2,78	2,75	2,79
d _v						

* 1255ж — темно-серый Авг-Ро-Пл-кр. сл. фелоровской свиты, р. Лев. Ыллымах; 1255к — то-серый Гип-Ро-Пл. кр. сл., слегка биотитизированный и калишпатизированный, фелоровская сланец (1292а), по составу отвечающий Ро гранодиориту чарнокитового комплекса (бурова фелоровской свиты, р. Б. Ыллымах; 1296б — буровато-зеленоватый Авг-Ро-кварцевый диорит сероватый среднезернистый плагиогранит метасоматический (III этап), верхнесуннагинская кий (III этап), верхнесуннагинская свита, р. Б. Ыллымах; 1360б — серый Би-Гип-Авг-Пл.-кр. палингенный (III этап), кюрикская свита, р. Б. Ыллымах; 1360г — интенсивно гранитизированная свита, р. Тимптон; 1370к — пегматоидный гранит белого цвета палингенно-метасоматической лаборатории Всесоюзного научно-исследовательского геологического института. Пробь

1358a	1358б	1360б	1360в	1360г	1370и	1370к
72,40	49,22	62,66	73,70	70,98	73,18	76,54
0,12	0,97	1,97	0,06	0,60	0,50	0,50
16,00	10,82	15,95	14,02	14,79	13,09	10,04
0,90	1,52	0,61	0,23	0,46	0,25	0,09
0,93	8,20	4,70	1,48	2,28	3,08	2,48
0,02	0,14	0,03	0,00	0,02	0,05	0,07
3,60	8,72	4,67	0,90	2,02	1,12	1,10
0,57	14,39	2,13	0,16	0,79	0,90	0,27
4,96	1,80	4,40	3,46	4,56	2,52	2,28
0,63	1,60	1,60	5,35	2,80	4,00	3,84
—	—	—	—	—	—	—
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,01	0,29	0,54	0,12	0,12	0,12	0,20
0,16 (?)	0,12	0,11	0,12	0,04	0,10	0,12
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
0,10 (?)	1,68	0,64	0,28	0,25	0,77	2,73
0,18	0,42	0,00	0,00	0,10	0,10	0,00
—	—	—	—	—	—	—
—	99,89	100,10	99,89	99,81	99,78	100,26
—	—	—	—	—	—	—
—	—	100,10	99,89	99,81	99,78	100,26
2,45	—	2,79	2,43	2,80	2,57	2,60
—	—	—	—	—	—	—

розовый антипертитовый Авг-гранодиорит-плаггиогранит, р. Лев. Ыллымах; 1292а — зеленова- свита, р. Лев. Ыллымах; 1292б — интенсивно гранитизированный (I этап) кристаллический того цвета), федоровская свита, р. Лев. Ыллымах; 1296а — темно-серый Би-Авг-Ро-Пл-кр. сл. чарнокитового комплекса (I этап), федоровская свита, р. Б. Ыллымах; 1358а — зеленоватого свита, р. Б. Ыллымах; 1358б — буроватый среднезернистый Би-плаггиогранит метасоматичес- сл. кюрюканской свиты, р. Б. Ыллымах; 1360в — гранит белого цвета с реликтами Пи и Би, рованный Би-Гн-Авг-Пл-кр. сл. (III этап), кюрюканская свита; 1370и — Би-гнейс кюрюкан- ческий (III этап), кюрюканская свита, р. Тимптон. Анализы выполнены в химико-аналитиче- 153г, 262г, 365в — из коллекции Г. М. Беляева, остальные — В. А. Рудника.

гнейсов и кристаллических сланцев, заключенных в пределах горизонтов таких «кислых чарнокитов».

Зон метасоматического и магматического замещения чарнокитами (чарнокитизации), которые бы имели секующие взаимоотношения с горизонтами гнейсов и кристаллических сланцев, вмещающих послойные тела чарнокитов, как правило, не устанавливается. Это является дополнительным свидетельством в пользу заключения о перемещении элементов только лишь в пределах горизонтов чарнокитов и о том, что это перемещение приводило лишь к усреднению состава чарнокитов и к обогащению Fe и Ca гнейсов, вмещающих указанные горизонты чарнокитов.

Однако подобное объяснение генезиса чарнокитов может подойти лишь для «кислых» разностей пород чарнокитового комплекса (ряда кварцевый монзонит — гранит), в то время как эндербиты в тех же физико-химических условиях могли оставаться в твердом состоянии. Эндербиты, как правило, залегают в виде линз и небольших пластов в гнейсах, а иногда перемежаются и с горизонтами розовых гранитов. Образование их, очевидно, шло в результате перекристаллизации путем перераспределения щелочей и кремнезема из участков и (или) горизонтов, обогащенных ими.

Так, возникновение буровато-зеленоватого авгит-роговообманкового кварцевого диорита за счет биотит-роговообманкового и биотит-авгит-роговообманкового плагиоклазового кристаллического сланца (см. рис. 6, № 3, 4) сопровождалось увеличением содержания Si, K, Mn, Ti при уменьшении всех остальных элементов. При этом как качественно, так и количественно отсутствовала строгая закономерность в перемещении вещества, что может быть связано лишь с ведущей ролью на характер миграции вещества состава исходных пород. Минеральные преобразования выражались главным образом в уменьшении сравнительно с кристаллическими сланцами содержания темноцветных компонентов и плагиоклаза, увеличении кварца и появлении редких зерен калишпата.

Гранитоиды розового и серого цвета (см. рис. 9), пространственно связанные с рассмотренными породами, имеют одинаковое с ними геологическое положение и одинаковые взаимоотношения с вмещающими породами. По составу розовые и серые гранитоиды также могут быть разделены на две группы: более кислые ряда кварцевый монзонит — гранит и более основные ряда плагиогранит — кварцевый диорит. Все выводы, сделанные относительно бурых, буровато-зеленоватых и зеленоватых гранитоидов чарнокитового комплекса, в равной степени касаются также и розовых и серых «пластообразных» гранитоидов этого комплекса.

Таким образом, особенности состава и внутреннего строения тел гранитоидов, их взаимоотношений с вмещающими породами

и характера распределения этих гранитоидов в разрезе архея позволили предположить [363], что основными процессами, обусловившими этот наиболее древний этап гранитообразования, явились процессы перекристаллизации, диффузии элементов как в твердом состоянии пород, так и в основном и в поровых растворах, а также процессы селективного плавления и высокотемпературного магматического замещения, вызванного диффузией элементов внутри возникавшего расплава в пределах горизонтов, первоначально обогащенных кварц-калиево-полевошпатовой составной частью в интервале 750—1000°С [25, 26]. Такой характер процесса позволяет определить его как гранитообразование существенно палингенно-анатектического типа [370]. Процессы селективного плавления и локального высокотемпературного замещения приводили, с одной стороны, к образованию гранитоидов, с другой — к усилению метаморфической дифференциации пород в результате процессов дегранитизации и местной комплементарной базификации, происходившей одновременно и параллельно с гранитизацией.

Пространственное развитие процесса гранитообразования и состав возникавших при этом гранитоидов были целиком обусловлены литологическим составом первичноосадочных и вулканогенных пород. Интенсивность и характер высокотемпературного замещения, сопровождавшего плавление, находились в зависимости от содержания летучих и щелочей в этих породах, а также от степени их гетерогенности по составу и структурно-текстурных особенностей. Процессы инфильтрации трансмагматических растворов и значительное перемещение возникавшего гранитоидного расплава в этот этап гранитообразования отсутствовали.

Таким образом, может быть сделано заключение, что генетические особенности гранитоидов I этапа гранитообразования обусловлены главным образом их исходным составом. Система, внутри которой развивались процессы гранитообразования, в целом может быть охарактеризована как закрытая, хотя отдельные части ее, соответствовавшие горизонтам кварц-калишпатовых пород, могут рассматриваться как полностью открытые подсистемы. В пользу изложенных представлений о генезисе гранитоидов чарнокитового комплекса указывает и характер распределения микрокомпонентов в кристаллических сланцах и рассматриваемых гранитоидах, которые характеризуются значительной близостью содержаний соответствующих элементов (рис. 7, 8; табл. 8), в то время как соотношения между содержанием элементов в гранитоидах I и II этапов резко различные (см. табл. 8; сравните рис. 8 и 24). Эти данные убедительно свидетельствуют в пользу генетической близости рассматриваемых гранитоидов с вмещающими их кристаллическими сланцами и гнейсами и об отсутствии генетической связи между гранитоидами I и II этапов.

ТАБЛИЦА 8
Средние содержания элементов-спутников в породах архейского метаморфического комплекса, % *

Порода	n	Mg	Ca	Fe	Mn, 10 ⁻²	Ni, 10 ⁻³	Co, 10 ⁻³	Ti, 10 ⁻¹	V, 10 ⁻³	Mo, 10 ⁻⁴	Zr, 10 ⁻³	Cu, 10 ⁻³
Основные плагиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты федоровской свиты	76	3,05	2,26	6,68	4,6	6,8	2,10	3,3	5,0	0,6	3,8	4,8
Гнейсы, плагиогнейсы и очень слабо гранитизированные кристаллические сланцы федоровской свиты	30	2,27	2,22	5,84	5,4	6,6	1,80	4,0	5,1	1,5	5,1	4,6
Гнейсы и плагиогнейсы верхнеалданской свиты	24	1,46	1,77	6,57	4,1	7,2	2,30	4,7	4,7	1,3	6,5	6,9
Розовые палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты, гранодиориты и плагиограниты (II этап)	133	0,91	1,58	2,75	1,9	1,9	0,76	2,1	1,5	0,2	5,6	6,7
Мясо-красные палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты и гранодиориты (II этап)	79	0,75	1,48	2,26	2,0	1,1	0,75	2,0	1,0	0,5	8,2	3,3
Пегматоидные розовые и красные граниты (II этап)	16	0,77	1,51	2,26	1,6	1,2	0,58	1,5	1,3	0,6	5,8	3,2
Серые граниты-плагиограниты, ультраметаморфогенные	19	1,24	1,84	3,28	2,3	3,5	1,20	2,8	2,4	0,3	5,5	7,6
Бурые граниты-плагиограниты и диориты чарнокитового комплекса (I этап)	12	1,26	1,60	5,18	5,4	3,9	1,80	4,4	4,5	0,5	6,8	7,8
Палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические кварцевые диориты (II этап)	6	1,83	2,20	4,86	3,1	3,3	1,30	3,5	3,1	0,4	3,9	6,0
Милониты и бластомилониты по гранитоидам	59	1,06	1,40	3,54	2,5	3,3	1,00	3,9	2,4	0,3	5,8	6,3
Милониты по кристаллическим сланцам, гнейсам и диоритам	27	1,82	2,57	5,71	4,2	2,5	1,70	5,1	3,8	1,8	12,0	5,5

* Результаты эмиссионного спектрального анализа выполнены лабораторией экспедиции № 1 Всесоюзного института разведочной геофизики. Порог чувствительности Mn, Ce, Sr, Ba, P составил $1 \cdot 10^{-2}\%$; Ni, Ti, V, Cr, W, Nb, Cu, Sb, As, Zn, Ga, La, Y, Yb, Li — $1 \cdot 10^{-3}\%$; Co, Mo, Pb, Bi, Sn, Ge, Be, Tl — $1 \cdot 10^{-4}\%$; Ag — $1 \cdot 10^{-6}\%$. Относительная погрешность спектрального анализа, рассчитанная Ю. Н. Капковым по данным более 2200 анализов в расчете на один элемент, не выходит за пределы $\pm 30\%$ для 92% случаев в диапазоне концентраций от $3 \cdot 10^{-4}$ до 40%. n — количество анализов. Таблица рассчитана Б. Е. Кудрявцевым [453].

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 8

Порода	Pb, 10 ⁻⁴	Ag, 10 ⁻⁶	Zn, 10 ⁻³	Ga, 10 ⁻³	Be, 10 ⁻³	Sc, 10 ⁻³	La, 10 ⁻³	Y, 10 ⁻³	Na	Sr, 10 ⁻²	Ba, 10 ⁻²	Rb, 10 ⁻³	K
Основные плагиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты федоровской свиты	3,8	3,7	3,0	2,2	0,48	4,1	1,1	1,4	2,33	3,9	2,3	10,0	1,67
Гнейсы, плагиогнейсы и очень слабо гранитизированные кристаллические сланцы федоровской свиты	14,0	1,2	1,4	2,3	0,07	3,4	1,2	1,6	2,52	3,5	3,6	8,2	1,75
Гнейсы и плагиогнейсы верхнеалданской свиты	12,0	1,0	3,0	2,8	0,10	2,4	0,8	0,9	1,33	2,8	2,1	12,0	2,10
Розовые палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты, гранодиориты и плагиограниты (II этап)	4,8	5,1	0,9	2,1	0,50	0,7	0,9	0,8	2,12	7,6	10,1	13,4	2,40
Мясо-красные палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты и гранодиориты (II этап)	6,0	4,7	0,6	1,7	4,80	0,6	2,3	1,0	1,94	7,8	8,8	20,0	2,41
Пегматоидные розовые и красные граниты (II этап)	7,0	6,2	0,4	1,9	0,59	0,5	2,0	1,7	2,15	8,6	9,1	30,0	2,78
Серые граниты-плагиограниты, ультраметаморфогенные	9,2	6,8	1,7	2,7	4,40	1,4	0,8	1,3	2,77	4,7	4,8	4,6	2,12
Бурые граниты-плагиограниты и диориты чарнокитового комплекса (I этап)	5,7	1,0	1,8	3,0	—	0,9	—	0,5	2,65	3,5	4,8	3,2	3,12
Палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические кварцевые диориты (II этап)	6,2	7,1	3,5	2,4	0,53	1,2	2,0	1,7	2,70	7,9	5,5	11,0	1,69
Милониты и бластомилониты по гранитоидам	9,3	7,2	1,4	2,4	0,55	1,0	1,8	1,6	2,26	5,5	7,1	12,0	2,75
Милониты по кристаллическим сланцам, гнейсам и диоритам	15,0	6,0	1,5	2,9	0,29	3,3	3,7	3,1	2,47	7,7	4,0	15,0	2,05

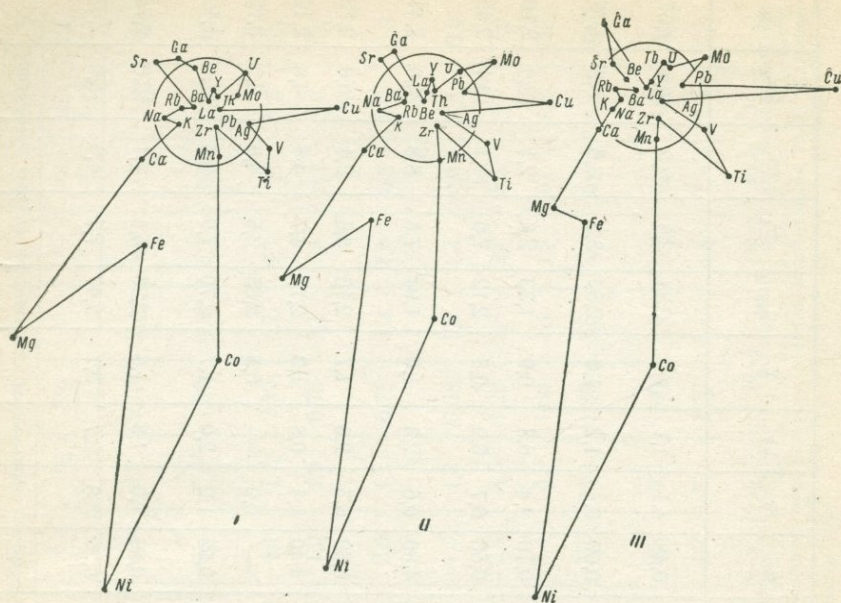


Рис. 7. Распределение коэффициентов концентрации элементов.

I — в раннеархейских основных плаггиоклазовых кристаллических сланцах; *II* — в гнейсах, плаггионейсах и слабо гранитизированных кристаллических сланцах федоровской свиты; *III* — в гнейсах и кристаллических сланцах верхнеалданской свиты. Диаграммы рассчитаны и составлены Б. Е. Кудрявцевым по данным табл. 8 и 10. Коэффициент концентрации элемента — это отношение среднего выборочного (логарифма среднего значения) содержания элемента к его кларку, выраженному расстоянием от центра до окружности.

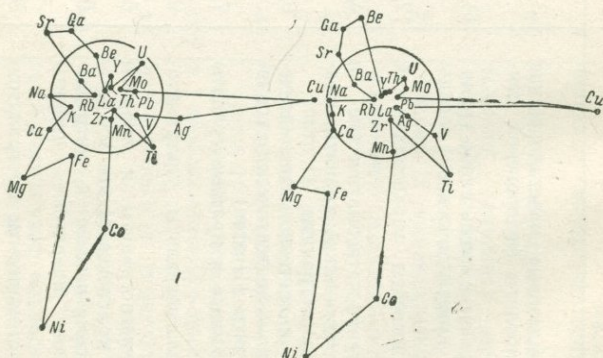


Рис. 8. Распределение коэффициентов концентрации элементов в раннеархейских существенно палингено-анатектических и метаморфогенных гранитоидах *I* этапа, локализованных в пределах иенгского комплекса.

I — послыбно залегающие граниты — плаггиграниты серого цвета; *II* — послыбно залегающие граниты, плаггиграниты и диориты бурого цвета. Диаграммы рассчитаны и составлены Б. Е. Кудрявцевым по данным табл. 8 и 10 (см. рис. 7).

§ 2. Гранитообразование II (позднеархейского) этапа

О существовании II этапа гранитообразования свидетельствуют повсеместное замещение и интрузии розовыми и красными гранитами гранитоидов чарнокитового комплекса — продуктов I этапа (см. рис. 2, 3, 9—21). О наличии II этапа гранитообразования говорит также широкое развитие палингено-метасоматических и интрузивно-анатектических гранитоидов в пределах иенгского комплекса при ничтожном развитии подобных типов гранитоидов среди стратиграфически выше располагающихся пород тимптоно-желтулинского комплекса Центральноалданского района.

Размещение гранитоидов II этапа подчинено структурно-литологическому контролю. Наиболее широко они развиты в пределах крупных пликативных структур положительного знака. Одной из таких структур, в ядре которой гранитоиды и интенсивно гранитизированные метаморфические породы занимают свыше 70% площади, является, например, Центральноалданское куполовидное поднятие с размерами в поперечнике свыше 100 км. Литологический контроль в пределах этой структуры находит выражение в том, что на II этапе гранитообразования гранитизации подвергаются различные по составу метаморфические породы, кроме кварцитов, мраморов и некоторых разновидностей высокоглиноземистых гнейсов, слагающих отдельные пачки и горизонты в составе верхнеалданской и федоровской свит иенгского комплекса. Эти устойчивые к гранитизации пачки и горизонты, сохраняя неизменным свое структурно-стратиграфическое положение, четко фиксируются среди полей сплошного развития гранитов, вырисовывая догранитное тектоническое изображение района.

Как и более древние магматические образования, гранитоиды II этапа находятся в сложных взаимоотношениях с породами метаморфической толщи, наследуя в своем образовании их структурно-текстурные и минералогические особенности и в свою очередь гранитизируя, мигматизируя, пропитывая и насыщая последние (рис. 9—16). Это обстоятельство затрудняет выделение конкретных тел и массивов рассматриваемых гранитоидов в процессе геологической съемки. Поэтому для характеристики участков широкого развития гранитоидов приходится говорить о так называемых полях гранитизации.

Этот термин для Алданского щита не совсем удачен, так как полем гранитизации по существу является вся территория Алдано-Тимптонского междуречья — область наибольшего развития гранитоидов II этапа — и в его пределах практически нет участков, где бы гранитоиды занимали менее $\frac{1}{3}$ площади. Различия между отдельными частями региона региона заключаются не столько в разнице масштабов гранитизации, сколько в преоб-

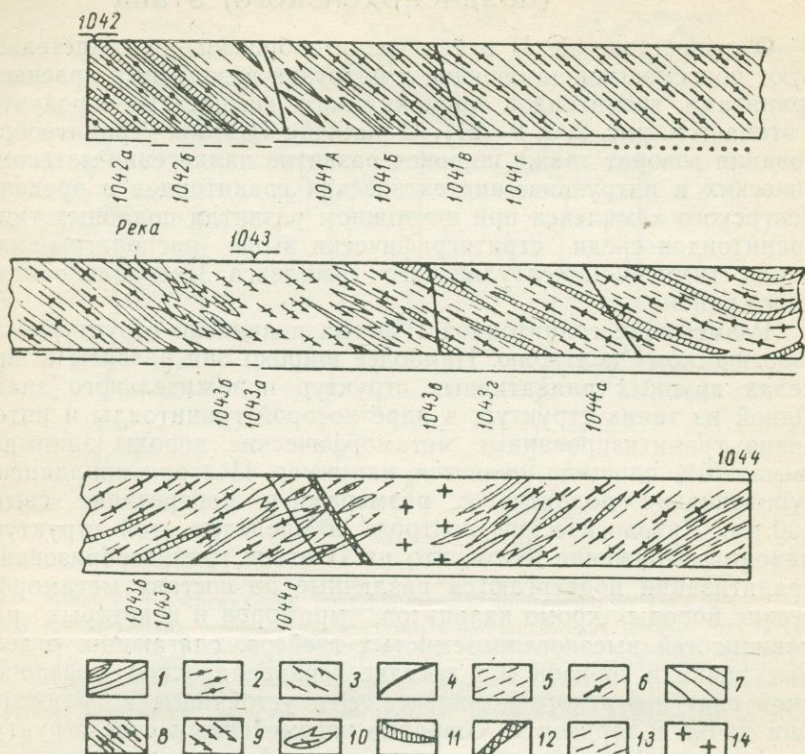


Рис. 9. Разрез по правому берегу р. Б. Ылымах (масштаб 1 : 3125), верхне-алданская свита.

1 — пластообразные и линзообразные реликты темно-серых биотит-роговообманковых и серых биотитовых, силлиманитовых, кордиерит-шпинель- и биотитсодержащих (иногда с дистеном) прород и плагиоклазовых кристаллических сланцев; 2 — массивные серовато-зеленоватые силлиманит-кордиеритовые и силлиманит-кордиерит-шпинель-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы в виде горизонтов мощностью 1—2 м; 3 — розовые палингено-метасоматические гранитоиды II этапа с многочисленными реликтами кристаллических сланцев, плоскопараллельными текстурами из темноцветных минералов и темными полосчатыми текстурами; 4 — зоны дробления; 5 — серые, светло-серые и сиреневато-серые биотитовые, биотит-роговообманковые, силлиманит-кордиерит-шпинельные плагиоклазовые кристаллические сланцы, гранат-биотит-кордиеритовые, биотит-шпинель-силлиманит-кордиеритовые, силлиманит-кордиеритовые кварцевые кристаллические сланцы, силлиманит-кордиеритовые плагиогнейсы и силлиманит-кордиерит-шпинельные гнейсы в виде пластов мощностью 0,5—4 м; 6 — послонная гранитизация и мигматизация кристаллических сланцев (5) розовыми, розовато-сероватыми и серыми гранитоидами II этапа, мощность горизонтов гранитоидов варьирует от 30 до 150 см; 7 — кристаллические сланцы и гнейсы (1) в горизонтах мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 м; 8 — кристаллические сланцы (7), гранитизированные и послонно мигматизированные розовыми гранитоидами II этапа; 9 — серые гранитоиды II этапа с многочисленными реликтами кристаллических сланцев и полосчатыми текстурами иногда с розовым оттенком; 10 — серые гнейсы и кристаллические сланцы (1), гранитизированные и послонно мигматизированные серыми гранитоидами II этапа; 11 — горизонты крупно- и среднезернистых розовых и красных гранитов I этапа, мощностью 10—70 см; 12 — дайки темно-серых автитовых диабазов и микродиоритов; 13 — зеленоватые мелкозернистые гранодиориты I этапа в виде горизонтов мощностью 2—3 м; 14 — розовые, иногда с сероватым оттенком граниты II этапа с относительно массивной текстурой.

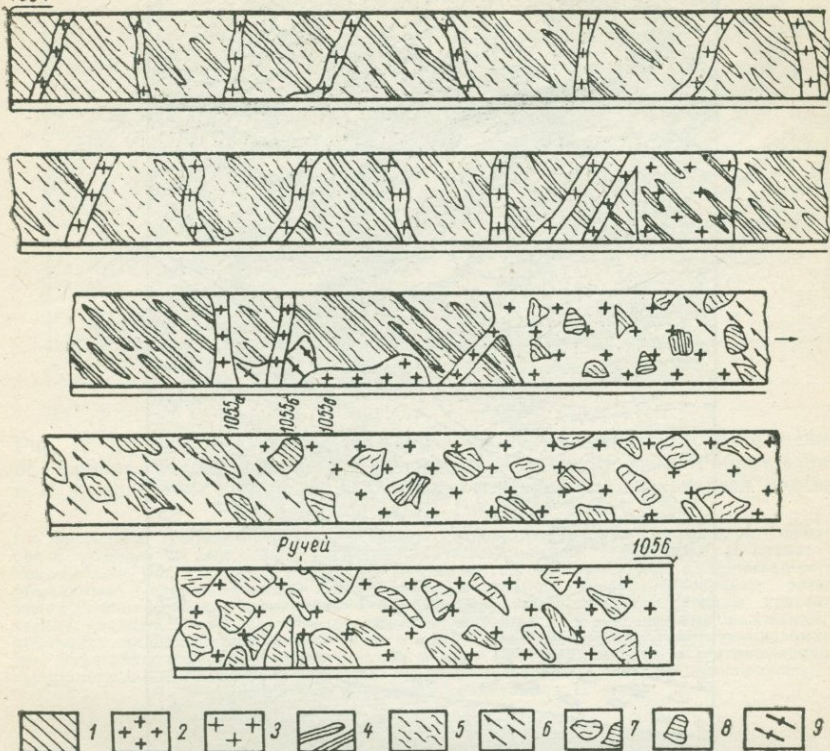


Рис. 10. Разрез по правому берегу р. Б. Ыллымах (масштаб 1 : 3125), любка-кайский горизонт нижней подсвиты федоровской свиты.

1 — темно-серые плагиоклазовые кристаллические сланцы: биотит-авгит-роговообманковые, авгит-роговообманковые, двупироксеновые, биотит-скаполит-роговообманковые и др.; 2 — красные, мясо-красные, реже розовые средне- и крупнозернистые интрузивно-анатектические гранитоиды II этапа с массивной текстурой; 3 — розовые среднезернистые интрузивно-анатектические гранитоиды II этапа с массивной текстурой; 4 — реликтовые линзообразные и пластообразные тела кристаллических сланцев (1); 5 — бурые авгитовые, гиперстеновые, роговообманковые и биотитовые гранитоиды, в том числе чарнокиты и эндербиты I этапа с многочисленными реликтовыми горизонтами, прослойками и линзами кристаллических сланцев; в гранитоидах много скоплений посылонно ориентированных темноцветных минералов, а также темневых полосчатых текстур кристаллических сланцев; в ряде участков эти гранитоиды I этапа гранитизированы и мигматизированы главным образом посылонно розовыми и серыми гранитоидами II этапа; 6 — красные палингено-метасоматические гранитоиды II этапа с большим количеством посылонно ориентированных темноцветных минералов, создающих полосчатые, в том числе и темневые плоскопараллельные текстуры; 7 — реликты в определенной степени гранитизированных кристаллических сланцев (1) и бурых гранитоидов (5); 8 — ксенолиты кристаллических сланцев (1) и бурых гранитоидов (5), почти не гранитизированных; 9 — серые роговообманковые среднезернистые диориты II этапа, рвущие бурые гранитоиды I этапа и в свою очередь прорванные красными гранитоидами.

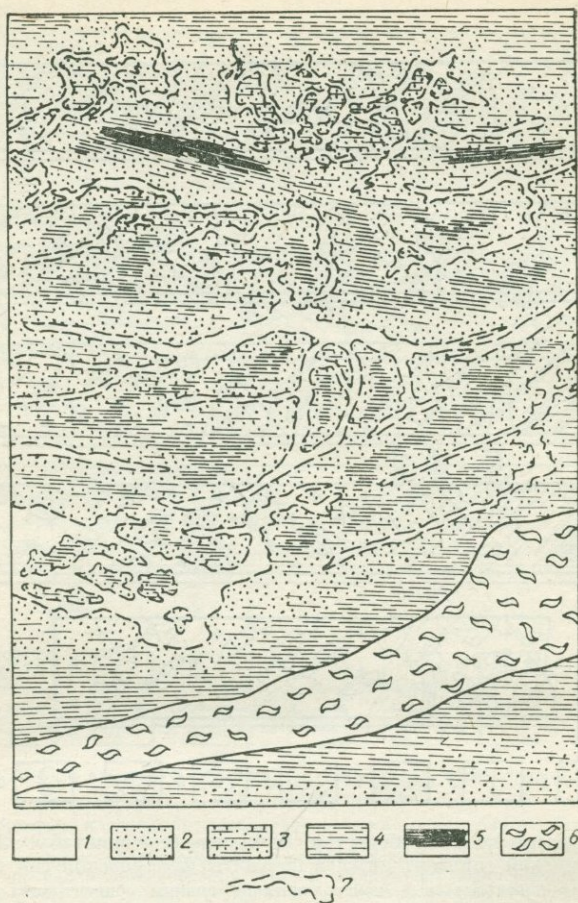


Рис. 11. Гранитизированный кристаллический сланец в связи с гранитообразованием II этапа. Обн. 881, р. Русская (масштаб 1:60), федоровская свита.

1 — розово-красный мелкозернистый аляскитовый палингено-метасоматический гранит II этапа; 2 — интенсивно гранитизированный кристаллический сланец, превращенный в розовато-серую и буровато-розоватую породу с теньвыми и реликтовыми плоскопараллельными и подосчатными текстурами кристаллических сланцев; 3 — гранитизированные биотит-роговообманковые плагиоклазовые кристаллические сланцы, превращенные в буровато-зеленоватые и зеленоватые породы с розовыми разводами, по составу отвечающими гранодиоритам с реликтовыми зернами роговой обманки и биотита; 4 — слабо гранитизированные кристаллические сланцы, превращенные в буровато-зеленоватые и зеленоватые породы, по составу ствечающие диопсид-роговообманковым антипертитовым плагиогранитам и калишпатизированным и окварцованным роговообманковым и диопсид-роговообманковым плагиоклазовым кристаллическим сланцам; 5 — мелкозернистые темно-серые и буровато-зеленоватые роговообманковые, диопсид-роговообманковые и диопсидовые плагиоклазовые кристаллические сланцы; 6 — розово-красные пегматоидные граниты II этапа; 7 — условные контакты; в действительности имеют место совершенно постепенные переходы, выраженные в увеличении кварц-полевошпатового материала и уменьшении темноцветных минералов и плагиоклаза в пределах зоны мощностью 1–2 см.

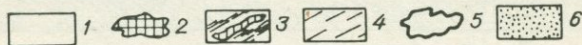
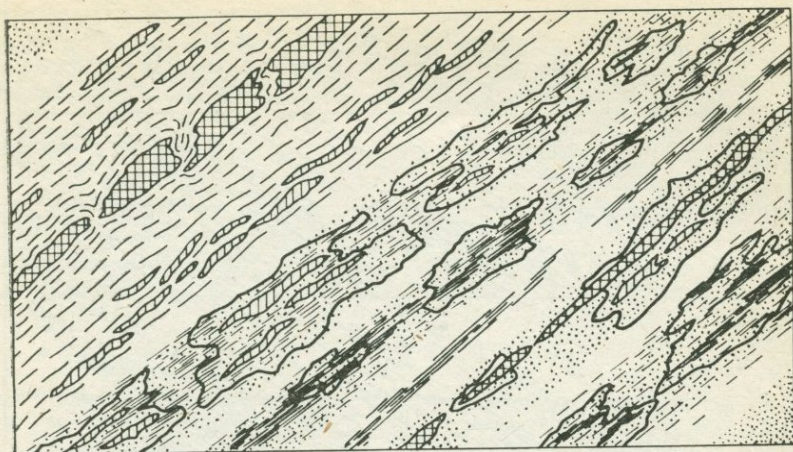


Рис. 12. Породы, представляющие собой продукт двухкратного разобщенного во времени, но совмещенного в пространстве процесса гранитообразования I и II этапов. Обн. 1295, р. Б. Ыллымах, атырский горизонт верхней подсвиты федоровской свиты (масштаб 1:50).

1 — интенсивно гранитизированные розовым кварц-калишлатовым материалом породы — почти розовые и массивные палингено-метасоматические гранитоиды II этапа; 2 — темно-серые массивные амфиболиты; 3 — серые роговообманковые и пироксен-роговообманковые плагиоклазовые кристаллические сланцы, гранитизированные розовым кварц-калишлатовым материалом; 4 — реликтовые темноцветные минералы кристаллических сланцев; 5 — буровато-зеленоватые гранитоиды I этапа гранитообразования существенно палингено-анатектического и метаморфогенного типа (авгит-роговообманковые чарнокиты гранодиоритового состава и авгит-роговообманковые и роговообманковые гранодиориты); 6 — темные текстуры буровато-зеленоватых кварц-полевошпатовых пород I этапа в розовых гранитоидах II этапа.

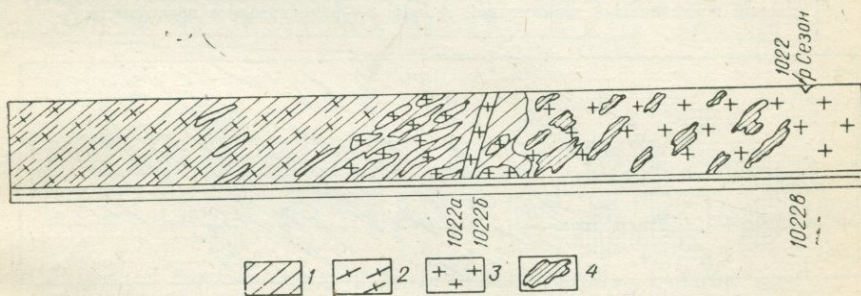


Рис. 13. Разрез по левому берегу р. Б. Ыллымах (масштаб 1:3125), керибиканский горизонт средней подсвиты федоровской свиты.

1 — существенно авгит-роговообманковые и роговообманковые темно-серые кристаллические сланцы; 2 — розовые среднезернистые палингено-метасоматические гранитоиды II этапа, послонно мигматизирующие и гранитизирующие кристаллические сланцы; 3 — красные крупно- и среднезернистые существенно биотитовые интрузивно-анатектические граниты II этапа; иногда среди них имеются участки гранитов розового цвета и жилы пегматоидных гранитов; 4 — ксенолиты и реликты (скиалиты) кристаллических сланцев, имеющих одинаковую ориентировку полосчатых структур, заключенные в розовых гранитоидах II этапа.

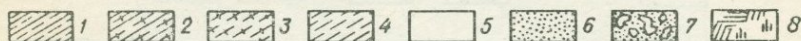
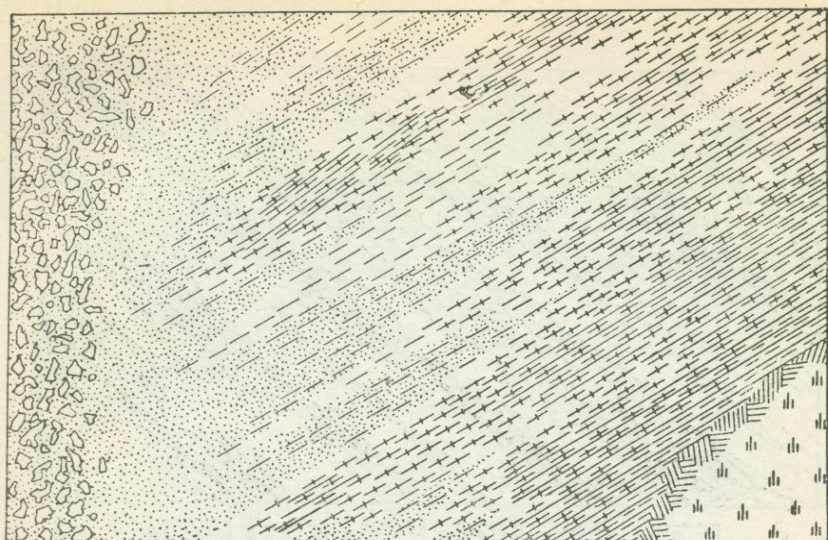


Рис. 14. Развитие розовых и красных палингено-метасоматических гранитоидов II этапа за счет кристаллических сланцев. Обн. 826, руч. Минеевский — правый приток р. Русской (масштаб 1:90), федоровская свита.

1 — темно-серые мелкозернистые массивные биотит-диопсид-роговообманковые плагиоклазовые кристаллические сланцы; 2 — слабо гранитизированные биотит-диопсид-роговообманковые плагиоклазовые кристаллические сланцы (появляется розовый калишпат и кварц); 3 — интенсивно гранитизированный кристаллический сланец, представляющий собой полосчатую и пятнисто-полосчатую породу, состоящую наполовину из зеленоватого и наполовину из розового кварц-калишпатового материала (по составу почти гранит с биотитом, диопсидом и роговой обманкой); 4 — розовый биотит-диопсид-роговообманковый гранит с полосчатой теневой и плоскопараллельной текстурой, обусловленной реликтивными темноцветными минералами кристаллических сланцев; 5 — розовый крупнозернистый относительно массивный биотит-диопсид-роговообманковый гранит; 6 — розово-красный крупнозернистый массивный почти аляскитовый гранит; 7 — розово-красный пегматоидный аляскитовый гранит; 8 — задернованное пространство.

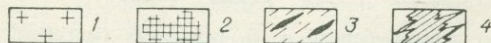
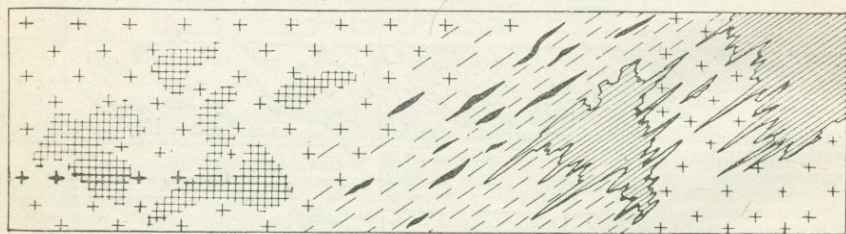


Рис. 15. Среднезернистые палингено-метасоматические розовые гранитоиды II этапа, обогащенные реликтивными темноцветными минералами кристаллических сланцев и реликтами в различной степени гранитизированных кристаллических сланцев. Обн. 1863, р. Тимптон (масштаб 1:25), иджакская свита?

1 — розовые среднезернистые гранитоиды с массивной текстурой; 2 — участки в гранитоидах, обогащенные реликтивными темноцветными минералами кристаллических сланцев вдали от контакта; 3 — среднезернистые гранитоиды с реликтами кристаллических сланцев и реликтивными плоскопараллельными и теневыми полосчатыми текстурами этих кристаллических сланцев; 4 — биотит-диопсид-роговообманковые кристаллические сланцы, в той или иной степени гранитизированные.

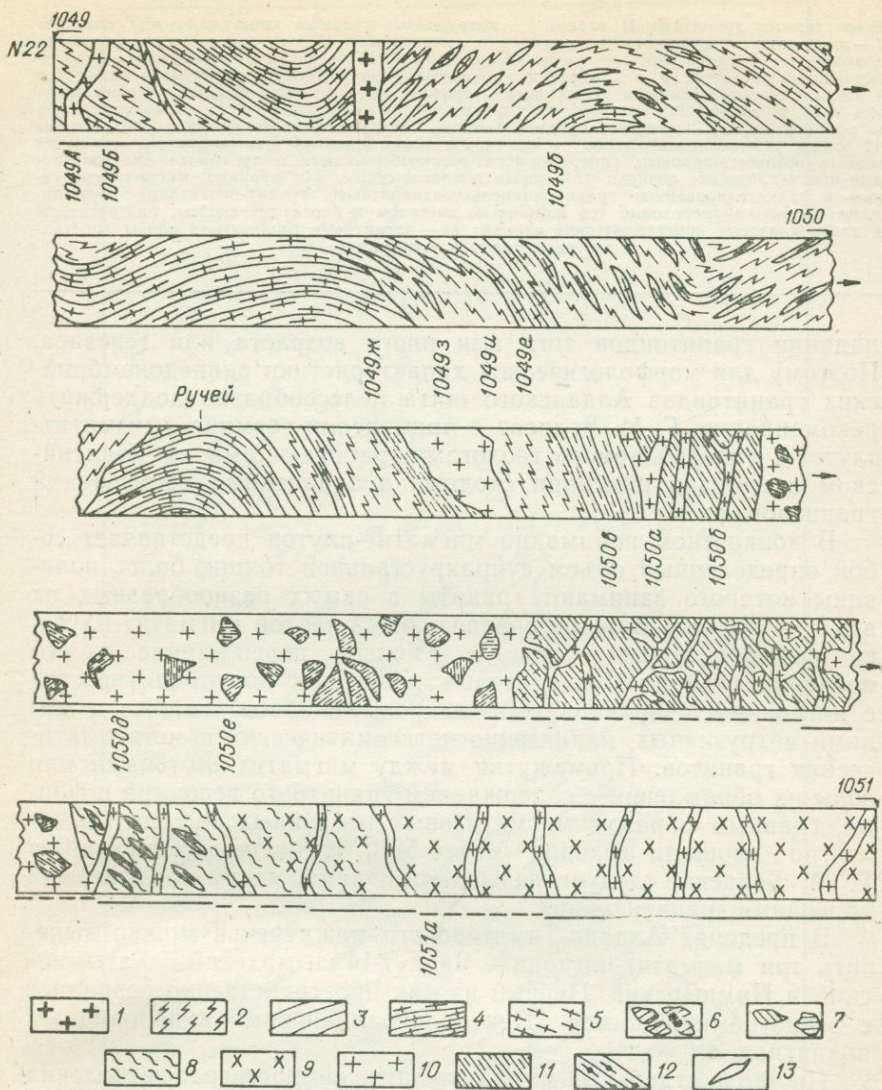


Рис. 16. Разрез по правому берегу р. Б. Ылымах (масштаб 1 : 3125), верхнеалданская свита и нижняя подсвита федоровской свиты.

1 — красные крупно- и среднезернистые интрузивно-анатектические граниты II этапа; 2 — серые, серовато-розовые, розовые, красные, мясо-красные палингено-метасоматические гранитоиды II этапа, местами обогащенные биотитом, пироксеном, роговой обманкой, кордиеритом, шпинелью, гранатом, нередко создающими плоскопараллельные и теневые полосчатые текстуры, много реликтов кристаллических сланцев и гнейсов; 3 — горизонты серых и светло-серых существенно биотитовых и шпинель-кордиеритовых плагиоклазовых кристаллических сланцев и плагногнейсов с подчиненным развитием гиперстен-авгит-роговообманковых, пироксеновых и роговообманковых кристаллических сланцев и плагногнейсов с биотитом; 4 — послонная гранитизация и мигматизация существенно розовыми средне- и крупнозернистыми гранитами II этапа с многочисленными прожилками и инъекциями; 5 — послонная гранитизация и мигматизация существ-

венно серыми гранитами II этапа; 6 — интрузивные останцы кристаллических сланцев; 7 — ксенолиты кристаллических сланцев в гранитоидах II этапа; 8 — бурые, буровато-зеленоватые среднеристые роговообманковые и пироксеновые гранодиориты — антипертитовые диориты, в том числе и чарнокиты и андербиты чарнокитового комплекса I этапа с многочисленными реликтовыми горизонтами и линзами кристаллических сланцев и их теньвыми полосчатыми текстурами; 9 — те же породы, что и 8, но массивные и однородные; 10 — розовые среднеристые интрузивно-анатектические гранитоиды II этапа; 11 — зеленовато-серые, темно-серые, темно-зеленые, буровато-зеленые и почти черные роговообманковые, гиперстен-авгит-роговообманковые и авгитовые плагиоклазовые кристаллические сланцы; 12 — серые и светло-серые, как правило, мигматизированные и гранитизированные гранат-шпинель-кордиеритовые, гранат-биотитовые и силлиманит-гранат-кордиеритовые (со шпинелью, дистеном и биотитом) гнейсы, плагиогнейсы и плагиоклазовые кристаллические сланцы; 13 — реликтовые горизонты и линзы кристаллических сланцев в гранитоидах.

ладании гранитоидов того или иного возраста или генезиса. Поэтому для морфологической характеристики раннедокембрийских гранитоидов Алданского щита целесообразно поддержать рекомендацию Г. М. Беляева о применении термина «мигматит-плутон», употребляемого геологами, работающими на Балтийском щите, для описания сходных с алданскими образований гранитного ряда.

В конкретном понимании мигматит-плутон представляет собой определенный объем супракрустальной толщи, более половины которого занимают граниты в самых разнообразных их видах и формах. Важной определяющей чертой мигматит-плутона являются тесная связь и сложное переплетение в его пределах типично мигматитовых пластовых конкордантных тел с массивами, неправильными шшированными обособлениями и жилами интрузивных, палингенно-метасоматических и метасоматических гранитов. Промежутки между мигматит-плутонами или зоны их обрамления с содержанием гранитного вещества в форме, главным образом мигматитовых послынных тел по объему или по площади выходов менее 50%, согласно предложению Г. М. Беляева, следует называть «полями мигматизации» или «ореолами гранитизации».

В пределах Алдано-Тимптонского междуречья можно выделить три мигматит-плутона — Якокут-Ыллымахский, Хатыминский и Нимнырский. Первый из них пространственно совпадает с вышеупомянутым Центральноеалданским куполовидным поднятием.

Площадь отдельных мигматит-плутонов достигает нескольких сотен квадратных километров. Основу их составляет множество конкордантных пластовых тел, перемежающихся с прослоями и линзами в различной степени гранитизированных метаморфических пород. Размеры отдельных тел уменьшаются, а их количество при неизменности общего объема гранитоидов возрастает с уменьшением глубины эрозионного среза мигматит-плутонов. Такое же явление наблюдается при продвижении с запада на восток из района развития пород федоровской серии в области более молодых метаморфических образований тимптонской серии. Так, например, по данным Г. М. Беляева, долина

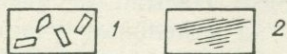
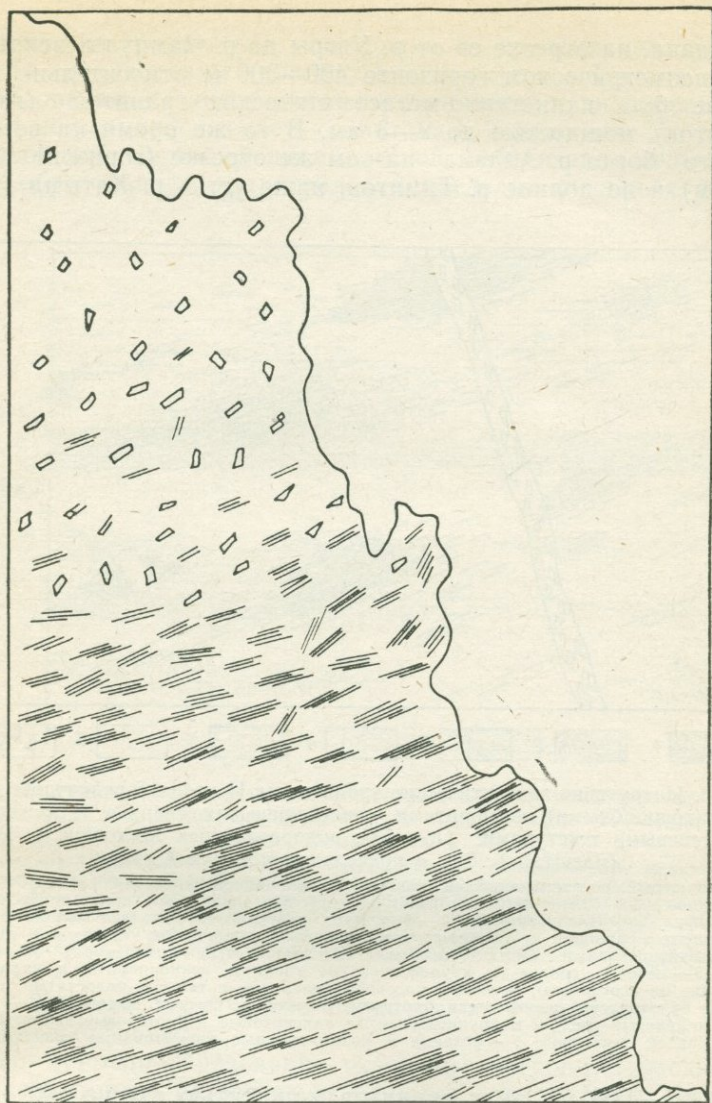


Рис. 17. Схематический разрез скальных выходов в нижнем течении р. Холодной. Обн. 623—624, р. Холодная (масштаб 1:1800), федоровская свита (см. рис. 19).

Розовые аляскитовые среднезернистые массивные интрузивно-анатектические граниты II этапа, с глубиной содержащие все больше и больше ксенолитов как гранитизированных, так и не гранитизированных кристаллических сланцев (1). Эти ксенолиты с глубиной начинают приобретать определенную ориентировку и в самых глубоких срезах представляют собой уже реликты гранитизированных кристаллических сланцев (2), одинаково ориентированные как между собой, так и с теньевыми плоскопараллельными и полосчатыми текстурами гранитоидов. Гранитоиды здесь весьма неоднородны как по составу, так и по текстурно-структурным особенностям:

р. Алдана, на отрезке ее от р. Унгры до р. Чампулы, вскрывает на гипсометрическом горизонте 400—500 м относительно гомогенные тела палингенно-метасоматических гранитов (гнейс-гранитов) мощностью до 2—3 км. В то же время на вершине правого борта р. Алдана на том же отрезке (горизонт 900—1100 м) и по долине р. Тимптон, ниже устья р. Хатыми (гори-

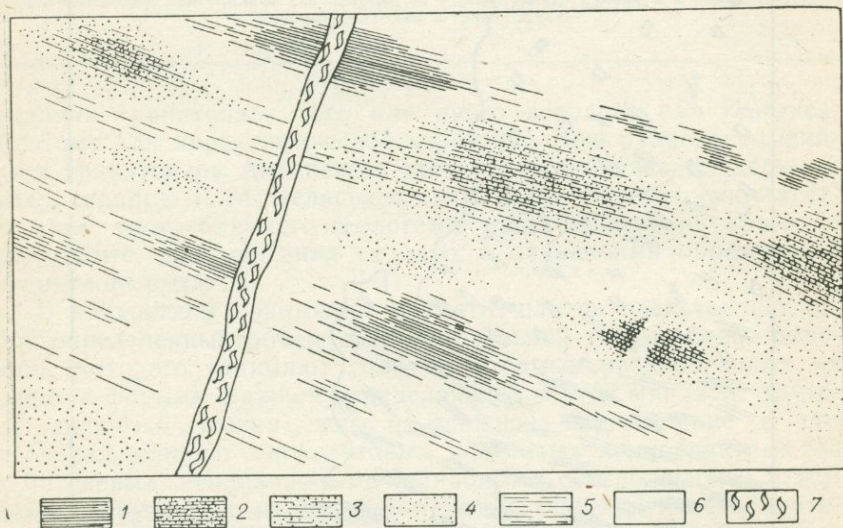


Рис. 18. Интрузивно-анатектические гранитоиды II этапа с реликтообразными (скиалитоподобными) ксенолитами кристаллических сланцев и их полосчатыми теньевыми текстурами. Обн. 574, водораздел рек Холодной и Русской (масштаб 1:60), в пределах федоровской свиты.

1 — темно-серый роговообманковый плагиоклазовый кристаллический сланец; 2 — буровато-темно-серый биотит-авгит-роговообманковый плагиоклазовый кристаллический сланец, иногда биотитизированный; 3 — буроватая кварц-полевощпатовая порода с реликтами роговообманковых и биотит-роговообманковых существенно кварцевых диоритов; 4 — биотитизированный биотит-авгитовый среднезернистый гранодиорит желтоватого цвета; 5 — розовые средне- и крупнозернистые граниты, гранодиориты и калишпатсодержащие плагнограниты, имеющие плоскостепенные и теньевые полосчатые текстуры, которые обусловлены реликтовыми биотитом, авгитом и роговой обманкой; 6 — красные и розово-красные средне- и крупнозернистые алякситовые и биотитовые граниты с массивной текстурой; 7 — розовые и розово-красные пегматоидные граниты.

зонт 400—500 м), тела гранитов мощностью свыше 100—150 м встречаются крайне редко. Насыщение метаморфической толщи гранитным веществом на отдельных участках достигает 70—85% (по объему), но увеличение мощности стратиграфических разрезов при этом не происходит.

В генетическом плане мигматит-плутоны представляют собой многофазные образования, прошедшие длительный путь эволюционного развития. В их составе с уверенностью устанавливаются три группы гранитоидов, различающиеся по условиям образования и имеющие следующую общую направленность их становления: 1) наиболее ранние палингенно-метасо-

матические гранитоиды, следующие во времени непосредственно за гранитоидами чарнокитового комплекса I этапа гранитообразования; 2) интрузивно-анатектические и диапировые (интрузивно-реоморфические) гранитоиды, возникшие в условиях полной или частичной динамической мобилизации вещества ранее образованных гранитоидов в пределах линейных зон смя-

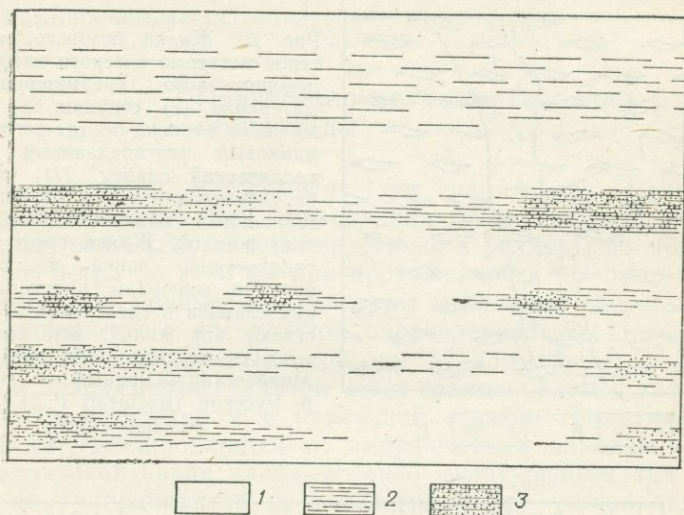


Рис. 19. Реликтовые пласты кристаллических сланцев и их тневые текстуры в розовых палингенно-метасоматических гранитоидах II этапа (деталь рис. 17, масштаб 1:38).

1 — розовые существенно биотитовые среднезернистые антипертитовые палингенно-метасоматические плагииграниты-граниты; 2 — плоскопараллельные и тневые полосчатые текстуры из реликтовых зерен авгита и роговой обманки в участках гранитоидов с неравномернозернистой, среднезернистой текстурой, по составу отвечающих авгит-роговообманковым кварцсодержащим антипертитовым диоритам и гранодиоритам; 3 — авгит-роговообманковый плагноклазовый кристаллический сланец темно-зеленого цвета.

тия; 3) метасоматические пегматоиды, завершающие II этап гранитообразования.

По времени образования указанные петрогенетические группы гранитоидов не всегда отделяются с достаточной четкостью. Например, интрузивно-анатектическое гранитообразование нередко происходило параллельно и одновременно с палингенно-метасоматическими и метасоматическими процессами, а кремнещелочной метасоматизм, производными которого являются метасоматические пегматоиды, в ряде случаев сопровождался интрузией анатектического гранитного расплава.

Наиболее широкое развитие имеют палингенно-метасоматические гранитоиды, совокупность тел которых и определяет форму и размеры отдельных мигматит-плутонов. С периодом становления интрузивных и метасоматических гранитоидов свя-

заны явления внутренней перестройки мигматит-плутонов, местами весьма значительные.

Гранитоиды, развитые в пределах иенгрского комплекса, образование которых связывается с развитием всех трех указанных групп позднеархейского этапа гранитообразования, в свою очередь были разделены на четыре группы: 1) серые гранитоиды (рис. 9, 10); 2) розовые и красные гранитоиды (рис. 3,

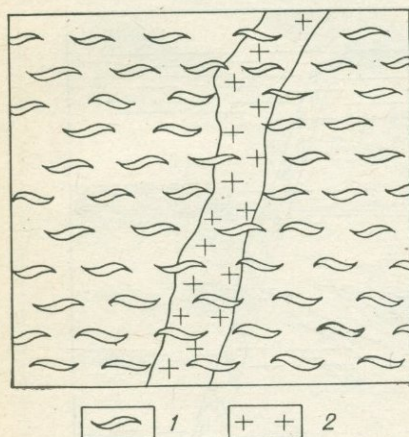


Рис. 20. Жилка розового палигено-метасоматического кварц-полевошпатового среднезернистого материала (2), секущая и замещающая диопсид-биотит-роговообманковый плагиоклазовый кристаллический сланец (1), слегка биотитизированный вблизи контакта с этой жилкой. Жилка сечет кристаллический сланец, но темноцветные минералы кристаллических сланцев в свою очередь пересекают эту жилку, как бы проходя сквозь нее. Обн. 826, руч. Минеевский — правый приток р. Русской (масштаб 1:3), федоровская свита.

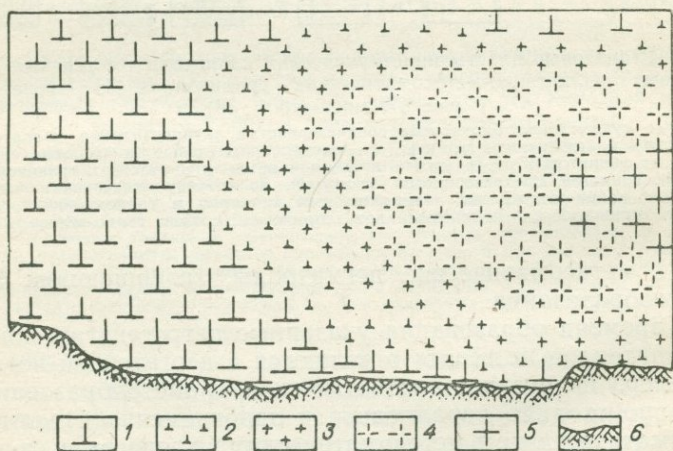


Рис. 21. Кварцевые диориты, гранитизированные розовыми и красными палигено-метасоматическими гранитоидами II этапа. Обн. 826, руч. Минеевский — левый приток р. Русской (масштаб 1:28), федоровская свита.

1 — буровато-зеленоватые среднезернистые массивные антипертитовые диопсид-роговообманковые кварцевые диориты чарнокитового комплекса (I этапа); 2 — буровато-розовые среднезернистые породы — гранитизированные кварцевые диориты; 3 — среднезернистые розовые граниты-гранодисриты с многочисленными реликтовыми темноцветными минералами зеленого цвета; 4 — розовые среднезернистые массивные граниты; 5 — мяскокрасные среднезернистые и крупнозернистые массивные граниты; 6 — задернованное пространство.

4, 5—20); 3) мясо-красные и красные гранитоиды (рис. 2, 3, 10, 11, 14, 16, 18, 21); 4) пегматоидные гранитоиды и недифференцированные пегматиты-ортотектиты (рис. 3, 11, 14). Гранитоиды каждой из указанных групп представлены палингенно-метасоматическими, метасоматическими, интрузивно-анатектическими и интрузивно-реоморфическими генетическими типами, которые детально рассмотрены в работе [363]. Среди всех рассмотренных групп и стадий гранитоидов II этапа наиболее распространены палингенно-метасоматические гранитоиды.

Палингенно-метасоматические гранитоиды

Для палингенно-метасоматических гранитоидов II этапа характерны пластовая или линзовидная бескорневая форма тел, согласное, реже кососекущее залегание и размеры по мощности от долей метра до 2—3 км при протяженности по простиранию до нескольких километров. Контуры отдельных тел не всегда устанавливаются с достаточной определенностью. Повсеместно наблюдаются постепенные переходы от нормальных лейкократовых и аляскитовых гранитов через гранодиориты и кварцевые диориты к вмещающим в различной степени гранитизированным и мигматизированным метаморфическим породам (рис. 9, 14). В экзоконтактах таких условно оконтуренных тел (чаще всего по гранодиоритам и плагиогранитам) устанавливаются следы проявления мощного высокотемпературного кремнещелочного метасоматизма, протекавшего в условиях значительных глубин.

Внешний вид и вещественный состав палингенно-метасоматических гранитоидов зависят от характера боковых пород, а также и от той роли, которую сыграли в их становлении процессы палингенеза и кремнещелочного метасоматизма в отдельности. Наиболее обычны буровато-розовые, светло-серые и розовые мелко-среднезернистые гнейсовидные лейкократовые гранитоиды с бластокатакластической, панксеноморфной, участками гипидиоморфнозернистой или гранобластовой структурой. Относительная распространенность отдельных петрографических разновидностей палингенно-метасоматических гранитоидов II этапа видна из табл. 9. По сравнению с I этапом ранний период II этапа гранитообразования характеризуется резким увеличением доли нормальных и калиевых гранитов за счет кварцевых диоритов и гранодиоритов при неизменности объема плагиогранитов (сравнить табл. 9 с табл. 3).

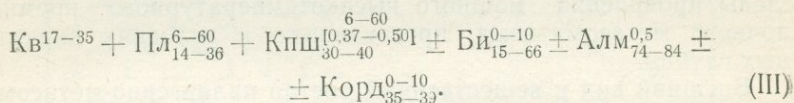
Бедные кальцием гранитоиды II этапа пространственно тяготеют, как и более ранние аналогичные образования, к выходам высокоглиноземистых метаморфических пород (рис. 9 и 16). Эти гранитоиды имеют локальное развитие, так как значитель-

ТАБЛИЦА 9

Относительная частота встречаемости гранитоидов
II (позднеархейского) этапа гранитообразования
(по Г. М. Беляеву)

Разновидности	Частота встречаемости, %
Граниты нормальные	37,0
Плагииграниты	17,1
Граниты калиевые	13,7
Гранодиориты	9,5
Граниты аляскистовые	6,5
Кварцевые диориты	4,8
Кварцевые сиениты	4,8
Кварцсодержащие диориты	3,0
Сиениты	2,4
Кварцевые монзониты	1,2

ная часть высокоглиноземистых гнейсов не подвергалась гранитизации II этапа. Из разновидностей, содержащих бедные кальцием фемические минералы, более или менее заметную роль среди гранитоидов II этапа играют калиевые гранат- и кордиеритсодержащие граниты. Продукты палингенно-метасоматического гранитообразования и гранитизации имеют четырех- и пятиминеральный состав, отвечающий парагенетическому ряду (см. табл. 4, асс. 12, 13 [25]):



Указанные минеральные разновидности палингенно-метасоматических гранитоидов пространственно обычно тесно связаны с нормальными биотитовыми гранитами, представляя собой переходные звенья от последних к вмещающим высокоглиноземистым плагиигнейсам и кристаллическим сланцам. Сравнение составов исходных высокоглиноземистых метаморфических пород и образовавшихся за их счет бедных Са палингенно-метасоматических гранитоидов показывает, что гранитизация гнейсов и кристаллических сланцев сопровождалась уменьшением содержания плагиоклаза, биотита и силлиманита, частичной собирательной перекристаллизацией граната и кордиерита, новообразованием калиевого полевого шпата и повышением железистости всех фемических минералов. При этом наиболее интенсивной гранитизации подвергались породы бедные свободным кремнеземом и с относительно низкой железистостью темноцветных минералов. Высокожелезистые породы, какими на Алданском щите являются биотит-гранатовые плагиигнейсы, на

ранней стадии II этапа гранитообразования изменению не подвергались.

Присутствующий иногда в рассматриваемых гранитоидах силлиманит, как правило, является реликтовым минералом и представлен отдельными изолированными иголочками, включенными в зерна плагиоклаза, кордиерита или биотита. С калиевым полевым шпатом он контактирует только в участках сиенитового состава, не содержащих свободного кремнезема, так как в условиях подвижного поведения калия при избытке кварца возможна реакция: $\text{Сил} + 5\text{Кв} + \text{К}_2\text{О} = 2\text{Кпш}$. Равновесные взаимоотношения таких шести минералов, как $\text{Кв} + \text{Кпш} + \text{Пл} + \text{Би} + \text{Корд} + \text{Сил}$, возможны только при инертном поведении калия [260].

Ассоциации гранитоидов с гранатом (см. табл. 4, асс. 12) несут следы неравновесности, выражающиеся в том, что зерна граната, вообще довольно редкие, не имеют непосредственных контактов с калиевым полевым шпатом, слагающим основную массу породы. Обычно в стыке граната с калиевым полевым шпатом наблюдаются каемки кислого плагиоклаза, мирмекитовые агрегаты, оторочки умеренно железистого буровато-зеленого биотита. Все эти реакционные образования возникли в послемагматическую стадию и указывают на то, что с понижением температуры гранат в ассоциации с калиевым полевым шпатом становится неустойчивым. В то же время среди палингенно-метасоматических гранатосодержащих гранитоидов Алданского щита не встречены разновидности, в которых плагиоклаз играл бы заметную роль. Правда, двуполевошпатовые, обычно существенно плагиоклазовые, гранатосодержащие гранитоиды довольно обычны среди интрузивно-анатектических гранитов и метасоматических пегматоидов, но и в них гранат, как правило, с калиевым полевым шпатом непосредственно не контактирует. Объяснение этому явлению можно дать с помощью рис. 5.

Образованию безбиотитовых гранатосодержащих гранитоидов способствует повышение химического потенциала натрия в системе, что, по-видимому, чаще осуществлялось в природных условиях. Действительно, большая часть изученных различными исследователями гранатосодержащих гранитоидов представлена плагиогранитами и натровыми гранитами, плагиоаплитами, плагиопегматитами, дацитами и т. п. Таким образом, появление калиевых гранат-биотитовых палингенно-метасоматических гранитов возможно в узком диапазоне высоких температур при возрастающем химическом потенциале калия. На рис. 5 им отвечают поля устойчивости IV, V и IX. С понижением температуры и химического потенциала калия устойчивы существенно плагиоклазовые гранат-биотитовые граниты (поля VIII—XIII).

Что касается общей щелочности среды, в которой образовались калиевые гранат-биотитовые граниты, то, очевидно, уровень ее был достаточно высок. Об этом говорят значительная

железистость фемических минералов в ассоциации Кв+Кпш+Пл+Гр+Би (см. табл. 4, асс. 12) и, судя по литературным данным, низкая глиноземистость биотита. Так, например, коэффициент глиноземистости близкого к этой ассоциации гранитизированного биотит-гранатового гнейса (р. Учур, Алданский щит) равен 17,1 [259], что соответствует гранитоидам 4-й группы щелочности [265].

На диаграмме рис. 22 состав-парагенезис, построенной Г. М. Беляевым для ассоциации Кв+Кпш+Пл+Би±Корд±Сил±Гр (см. табл. 4, асс. 12), фигуративная точка гранат-

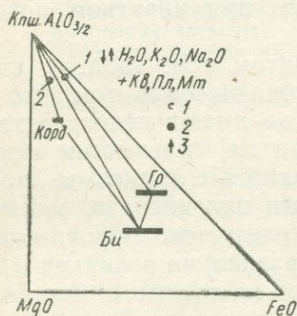


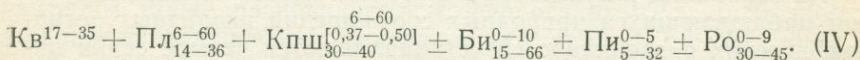
Рис. 22. Состав — парагенезис для бедных кальцием палингенно-метасоматических гранитоидов II этапа [25]. Состав пород: 1 — по данным химических анализов, 2 — вычисленный на основе количественно-минералогического подсчета; 3 — пути кристаллизации.

биотитового гранита спроектировалась в поле Кпш+Гр+Би++(Кв, Пл). Составу биотит-кордиеритового гранита, вычисленному по данным количественно-минералогического подсчета*, на треугольнике парагенезисов отвечает фигуративная точка в поле Кпш+Би+Корд. Как видно из рис. 22, парагенезисы с кордиеритом характерны для пород с низкой и умеренной общей железистостью. Повышение химического потенциала железа в процессе гранитообразования благоприятствовало образованию парагенезисов с гранатом.

Богатые кальцием палингенно-метасоматические гранитоиды составляют основную массу раннедокембрийских кислых магматических образований Алданского щита. Они весьма разнообразны по вещественному составу, но региональное распространение имеют лишь две или три петрографические разновидности. Это обстоятельство дало основание выделить в докембрии щита обширную группу биотит-амфиболовых гранитов, занимающих определенное структурно-геологическое положение и хронологически отвечающих рассматриваемому этапу гранитообразования [98].

* Химический состав бедных кальцием палингенно-метасоматических гранитоидов изучен недостаточно. Имеются только данные химического анализа гранат-биотитового гранита, принадлежащего к ассоциации Кв+Кпш+Пл++Гр+Би (см. табл. 4, асс. 12; табл. 7, проба 262г).

В составе известково-щелочных палингенно-метасоматических гранитоидов участвуют семь главных порообразующих минералов — кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, гиперстен, диопсид, роговая обманка и биотит, слагающие, как правило, пятиминеральные ассоциации. При этом наблюдается устойчивая тенденция образования однополевошпатовых (существенно плагиоклазовых или существенно калиевополевошпатовых) разновидностей. Изученные гранитоиды имеют четырех- и пятиминеральный состав, отвечающий парагенетическому ряду (см. табл. 4, асс. № 14—22 [25]):



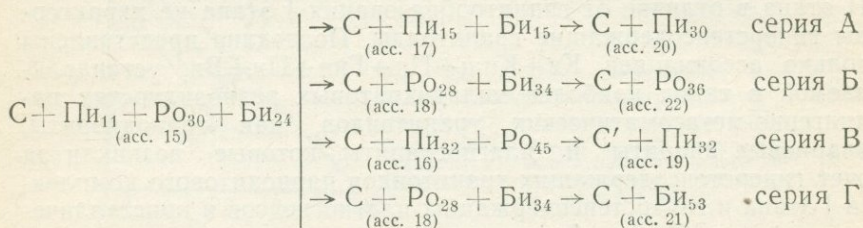
Для палингенно-метасоматического гранитообразования II этапа в отличие от гранитообразования I этапа не характерны гиперстенсодержащие гранитоиды. Последние представлены только ассоциацией $Kв + Кпш + Пл + Гип + Пи + Би$, устанавливаемой в таких наиболее меланократовых разновидностях палингенно-метасоматических гранитоидов, как гранодиориты, кварцевые диориты и плагиограниты, которые возникли за счет гиперстенсодержащих гранитоидов чарнокитового комплекса I этапа и гиперстенсодержащих плагиогнейсов и кристаллических сланцев. На рис. 5 эта шестиминеральная ассоциация устойчива в области роговообманково-биотитовой температурной ступени в условиях линии моновариантного равновесия $[Гр] - (Ро)$, которой соответствует реакция: $0,25Kв + Пл_{33} + 2Гип_{30} + 0,5H_2O + 0,1Mг + 0,925K_2O \rightleftharpoons 2,25Кпш_{40} + Пи_{20} + 0,25Би_{40} + 0,55Na_2O$ [25].

Распад гиперстена на биотит и диопсид в присутствии плагиоклаза и кварца особенно часто наблюдается в гиперстенсодержащих существенно плагиоклазовых гранитоидах чарнокитового комплекса, в той или иной степени реоморфизованных во II этап гранитообразования. Наличие гиперстена в подобных парагенезисах, по-видимому, свидетельствует об ограниченной подвижности калия в процессе гранитообразования II этапа в пределах развития рассматриваемых пород, а сохранение реакционных соотношений названных минералов в гранитизированных гиперстенсодержащих кристаллических сланцах может быть объяснено как ограниченной подвижностью калия, так и (или) кремния при отсутствии в достаточных количествах свободного кремнезема. Очевидно, именно поэтому наиболее развиты среди разновидностей гранитоидов, входящих в ассоциацию $Kв + Кпш + Пл + Гип + Пи + Би$, с одной стороны, богатые кварцем, но бедные калиевым полевым шпатом плагиограниты (пробы 377е), с другой — бедные свободным кремнеземом кварцсодержащие диориты и кварцевые монзониты. На диаграмме парагенезисов известково-щелочных гранитоидов (см. рис. 5) эти породы устойчивы в полях умеренной и низкой

щелочности (поля VIII, IX, XII, XIII). Двупироксен-биотитовые гранитоиды, богатые кварцем и калиевым полевым шпатом, встречены Г. М. Беляевым только в одном обнажении* на вершине Алдано-Тимптонского водораздела.

Общей особенностью богатых кальцием магматических, метасоматических и метаморфических пород является возрастание железистости фемических минералов с повышением температуры образования [25, 183], в чем их главное отличие от бедных кальцием гранитоидов и гнейсов, для которых свойственно обратное явление.

На основании результатов парагенетического анализа и с учетом наблюдающихся природных соотношений различных петрографических разновидностей устанавливаются четыре серии палингено-метасоматических гранитоидов, эволюционное развитие которых можно представить в следующем виде [25]:



где $C = \text{Кв} + \text{Пл} + \text{Кпш}$, $C' = \text{Кв} + \text{Пл}$, в скобках — номер ассоциаций в табл. 4.

Во всех четырех сериях в качестве первого члена принята ассоциация (15), которая образуется как при палингенезе известково-щелочных гиперстенсодержащих гранитоидов чарнокитового комплекса, так и при палингено-метасоматическом преобразовании основных кристаллических сланцев и гнейсов. В схеме серии А, Б и В отвечают гранитоидам, сформированным в условиях повышавшейся щелочности среды минералообразования, в то время как для парагенезисов серии Г характерно понижение химических потенциалов щелочей. Дополнительные различия между сериями А, Б и В связаны с неодинаковым изменением температуры гранитообразования.

Серия А. Особенностью серии является устойчивое понижение температуры с одновременным повышением щелочности минералообразования. Этот вывод подтверждается данными геотермометрического анализа, согласно которым температуры формирования, определенные по двуполевошпатовому методу

* Такая четкая дифференциация рассматриваемых парагенезисов на существенно плагиоклазовые и существенно калиевополевошпатовые, а также двуполевошпатовые бескварцевые подтверждает правильность выбора условий для парагенетического анализа (рис. 5) и лишний раз свидетельствует об ограниченной стабильности ассоциаций, отвечающих линиям монвариантного равновесия.

Т. Барта для ассоциаций (15), (17) и (20а), равны соответственно 750, 710 и 580—650°С (см. табл. 4). При этом конечные члены серии по сравнению с начальными были устойчивы в более широком диапазоне щелочности и температуры, а конечное звено серии А составляют диопсидовые и салитовые калиевые и аляскитовые граниты, а также граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты. В зависимости от уровня щелочности на завершающих стадиях гранитообразования составы породообразующих минералов пироксеновых гранитоидов менялись в широких пределах. Кроме салитовых гранитов, результаты изучения которых приведены выше, для ассоциации Кв+Кпш+Пл+Пи характерны также разновидности с ферросалитом и диопсидом в качестве темноцветных минералов (см. табл. 4, асс. 20а, 20б). В образовании данной серии гранитоидов ведущую роль играли процессы высокотемпературного кремнещелочного замещения. Процессу высокотемпературного метасоматического замещения, осуществлявшемуся при более низкой активности щелочей, обязаны появлением салитовые и диопсид-биотитовые плагиограниты, имеющие ограниченное распространение среди рассматриваемых образований.

Серия Б. Для серии характерно относительное постоянство температуры в процессе гранитообразования. Это видно, в частности, из рис. 5, согласно которому ассоциация (15), устойчивая в полях VIII и IX, с повышением химического потенциала щелочей сменяется роговообманково-биотитовыми нормальными гранитами ассоциации (18)*, а та, в свою очередь, калиевыми роговообманковыми гранитами ассоциации (22), устойчивой в полях III, V—VII. По данным палеогеотермометрии, этим разновидностям отвечают температуры формирования, равные соответственно 750, 730 и 710°С (см. табл. 4). Ассоциация (22) для Алданского щита представляет большую редкость. Это объясняется трудностью осуществления изотермического гранитообразования в природных условиях.

Серия В. Представляет сравнительно редкий случай развития палингенно-метасоматического гранитообразования в условиях одновременного повышения щелочности и температуры процесса. Ведущими процессами при формировании пород серии являлись высокотемпературный щелочно-кремниевый метасоматизм и закономерно сменяющее его инфильтрационное магматическое замещение.

Серия Г. Наиболее часто палингенно-метасоматическое гранитообразование II этапа развивалось по пути, который представляет генетическая серия Г. Для нее характерны устойчивое понижение температуры и пульсационный режим щелочности. Период возрастающей активности щелочей фиксировался исчезновением диопсида с образованием на его месте роговой

* Моновариантная линия (Гип) — [Гр].

обманки. На регрессивной стадии процесса происходило замещение амфибола биотитом с образованием лейкократовых биотитовых гранитов. Последним на рис. 5 отвечают поля умеренной и низкой щелочности в области роговообманково-биотитовой температурной фации (поля VIII—X, XII, XIII).

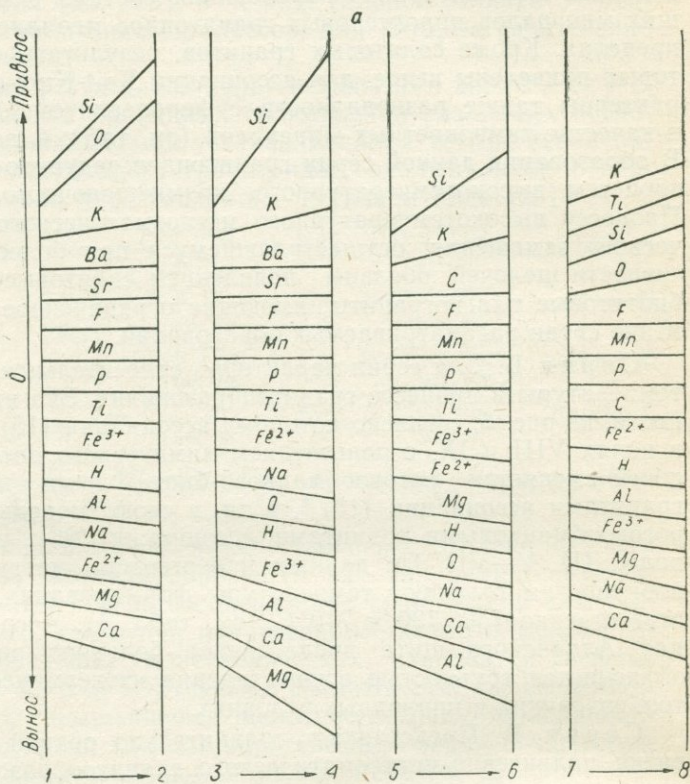
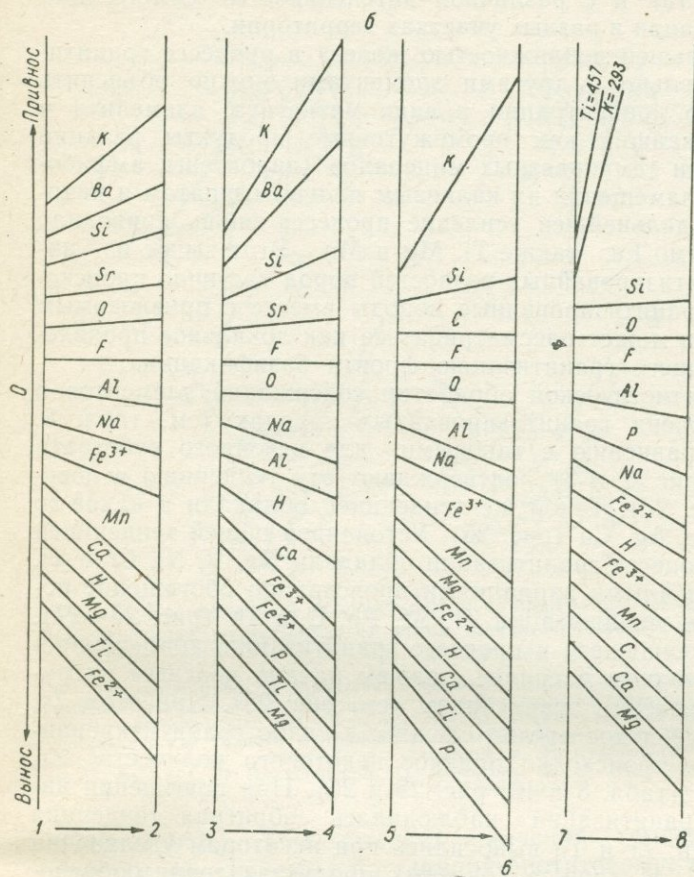


Рис. 23. Привнос-вынос элементов в процессе формирования палингено-метасо района за счет кристаллических сланцев (№ 1—4) и гранитоидов чарнокитового

Привнос-вынос элементов: а — из расчета на геометрический объем породы 10 000 Å³. 1 — биотит-роговообманковый кварцсодержащий плагиоклазовый кристаллический сланец (проба 534е); 3 — роговообманково-плагиоклазовый кристаллический сланец (проба 623д); 5 — чарнокитового комплекса (проба 1016а); 6 — аляскитовый гранит (проба 1016в); 7 — биотит-гигранит (проба 1024в). Результаты химического анализа, соответствующие номерам проб, их

Исходный субстрат при гранитообразовании по сериям Б и Г представлен глиноземистыми чарнокитами и известковистыми плагиогнейсами. При этом по пути серии Г шло формирование также гранитоидов с гранатом и кордиеритом в качестве темноцветных минералов. Серии А и В фиксируют проявление па-

лингенно-метасоматической гранитизации в кристаллических сланцах основного состава. Кварциты, мраморы, ультраосновные кристаллические сланцы и некоторые разновидности высокоглиноземистых гнейсов в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования претерпели очень слабое изменение.



матических гранитоидов II этапа (№ 2, 4, 6, 8) в пределах Центральноалданского комплекса (№ 5—8).

(1 дел.=10 атомам); б — в процентах (по массе) (1 дел.=20%).

Федоровской свиты (проба 534ж); 2 — гранит с реликтами биотита, авгита и плагиоклаза 4 — роговообманковый гранит (проба 623ж); 5 — биотит-авгит-роговообманковый диорит чарперстен-роговообманковый гранит чарнокитового комплекса (проба 1024а); 8 — аляскитовый петрологическая характеристика и географическая привязка приведены в табл. 7.

Согласно проведенным пересчетам (см. табл. 7, пробы 534ж—534е, 623д—623ж, 1016а—1016в, 1024а—1024в) образование палингенно-метасоматических гранитоидов происходило за счет пород любого исходного состава в результате приноса Si, K, Sr, Ba и выноса Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Mg, Na, H₂O (рис. 23). Пе-

решения в различной степени гранитизированных пород, представляющих собой промежуточные продукты реакции, не дают строгой закономерности в перемещении элементов (см. табл. 7, пробы 7496—749д, 1255ж—1255к), что, по-видимому, связано как с различной величиной подвижности элементов в процессе гранитизации, так и с различной интенсивностью самого процесса гранитизации в разных участках территории.

Именно меньшей подвижностью железа в процессе гранитизации сравнительно с другими элементами можно объяснить увеличение его концентрации в виде магнетита, ильменита и рутила, возникавших как промежуточные продукты реакции при разложении темноцветных минералов (пироксены, амфиболы, биотит) и замещении их калиевым полевым шпатом и кварцем. И лишь дальнейшее усиление процесса вновь приводило к выносу, помимо Fe, также Ti, Mg и Mn. Этот вынос из интенсивно гранитизированных разностей пород частично происходил в слабо гранитизированные породы вместе с привносимым в них калием и может рассматриваться как локальное проявление опережающего гранитизацию фронта базификации.

Данные статистической обработки содержаний элементов в различной степени гранитизированных породах (см. табл. 8, рис. 24) по сравнению с таковыми для исходного субстрата (см. табл. 8, рис. 7 и 8) подтверждают эту тенденцию в поведении Fe (рис. 25). Такой же тенденцией обладали в какой-то степени Ga, Sc, Ag, Ca (рис. 25). Устойчивой общей тенденцией к выносу в процессе гранитизации обладали Na, V, Ni, Cr и Ti.

С теми или иными вариациями происходило обогащение пород в процессе гранитизации Zr, Sr, Pb, U и Th (рис. 25—27). La и Mo, выносившиеся в процессе гранитизации, концентрировались в остаточном расплаве, давшем начало красным интрузивно-анатектическим гранитоидам (см. рис. 25). При этом Zr, Th и U вели себя достаточно сложно: в слабо гранитизированных разностях происходил привнос некоторого количества Zr, Th и вынос U (табл. 8 и 10; рис. 25 и 26). При повышении интенсивности гранитизации наблюдалась обратная тенденция в их поведении: Zr и Th выносились при некотором увеличении содержания U. И лишь в конечных продуктах гранитообразования — палингенно-метасоматических гранитоидах, особенно в их щелочных и аляскитовых разностях, — тенденции в поведении всех трех элементов совпадали, приводя к их интенсивному привносу (см. рис. 25 и 26) *.

По температуре образования палингенно-метасоматические

* Различия в поведении этих элементов связаны, по-видимому, с различной формой их существования в породах: Zr и Th как в исходных, так и в новообразованных гранитоидах находятся преимущественно в виде акцессорных минералов, U — в рассеянной форме преимущественно в полевых шпатах, которые в процессе гранитизации подвергаются замещению в первую очередь.

гранитоиды «укладываются» в интервал 680—1000°С (см. табл. 4), при этом по шкале двухполюсчатого геотермометра наиболее высокотемпературными являются, с одной стороны, бедные кальцием калиевые граниты (730—740°С), с другой — существенно плагиоклазовые известково-щелочные гранитоиды

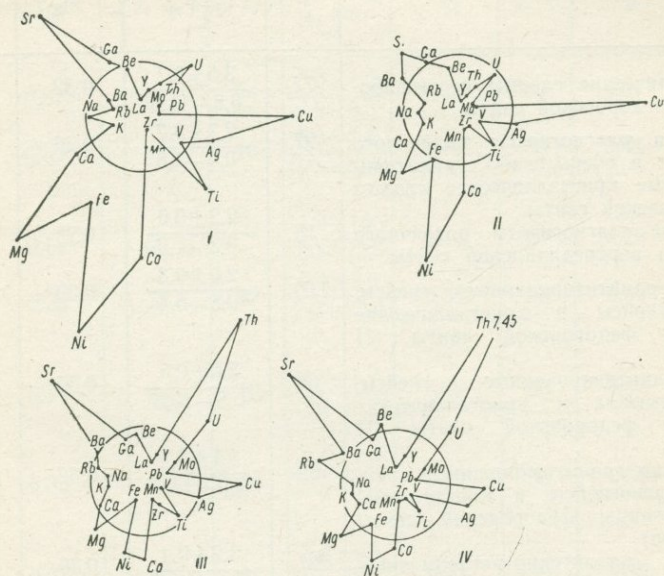


Рис. 24. Распределение коэффициентов концентрации элементов в ультрамета-игнейных гранитоидах II этапа, локализованных в пределах иенгского комплекса.

I — кварцевые диориты палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические; *II* — розовые палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты, гранодиориты, плагиограниты; *III* — мясо-красные палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты и гранодиориты; *IV* — пегматондные розовые и красные граниты. Диаграммы рассчитаны и составлены Б. Е. Кудрявцевым по данным табл. 8 и 10 (см. рис. 7) (коллекции В. С. Левентова, В. И. Радиевского, В. А. Рудника, В. М. Терентьева).

(720—750°С). Ряд высоких значений температур (≥ 835 —850°С), фиксируемых по скандий-биотитовому, титан-магнетитовому и породному геотермометрам, свидетельствует о локальных повышениях теплового режима до уровня чарнокитового комплекса*.

* Возможно и другое объяснение этого явления. Дело в том, что в плагиогранитах, на материале которых получены аномально высокие температуры кристаллизации, возможно присутствие ксеногенных минералов, главным образом биотита и магнетита, не претерпевших существенного изменения в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования II этапа. Будучи включенными в пробу вместе с новообразованными биотитом или магнетитом, ксеногенные минералы, естественно, должны были заметно влиять на окончательные результаты геотермометрии.

ТАБЛИЦА 10

Параметры распределения урана и тория
в породах иенгрского комплекса *

Порода	Уран общий				Уран	
	n	$U \pm \lambda_{5\%},$ 10 ⁻⁴ %	σ_{lg}	V, %	n	
Кристаллические сланцы и амфиболиты федоровской свиты	72	$\frac{3,5 \pm 0,7}{0,6-11,0}$	0,32	85	69	
Гнейсы и плагигнейсы различного состава и очень слабо гранитизированные кристаллические сланцы федоровской свиты	27	$\frac{2,7 \pm 0,7}{0,6-3,8}$	0,26	65	25	
Гнейсы и плагигнейсы различного состава верхнеалданской свиты	18	$\frac{2,2 \pm 0,6}{0,8-7,2}$	0,28	55	10	
Слабо гранитизированные гнейсы, плагигнейсы и кристаллические сланцы федоровской свиты (II этап)	110	$\frac{2,0 \pm 0,3}{0,5-6,4}$	0,30	80	24	
Среднегранитизированные гнейсы, плагигнейсы и кристаллические сланцы федоровской свиты (II этап)	58	$\frac{3,0 \pm 0,8}{0,5-10,5}$	0,36	95	27	
Интенсивно гранитизированные гнейсы, плагигнейсы и кристаллические сланцы федоровской свиты (II этап)	62	$\frac{3,1 \pm 0,7}{0,5-13,6}$	0,32	85	41	
Розовые палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты, гранодиориты и плагиграниты (II этап)	201	$\frac{3,2 \pm 0,4}{0,5-14,0}$	0,36	95	127	
Аляскитовые мясо-красные палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты и гранодиориты (II этап)	82	$\frac{5,2 \pm 1,1}{0,6-14,0}$	0,35	95	67	
Пегматондные розовые и красные граниты (II этап)	25	$\frac{4,8 \pm 1,9}{0,7-13,0}$	0,37	100	15	
Серые граниты — плагиграниты, ультраметаморфогенные	20	$\frac{3,2 \pm 1,0}{1,0-10,0}$	0,28	75	17	
Бурые граниты, плагиграниты и диориты чернокитового комплекса (I этап)	11	$\frac{2,1 \pm 0,9}{0,7-4,4}$	0,26	65	9	
Палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические кварцевые диориты (II этап)	14	$\frac{4,9 \pm 2,9}{1,0-16,0}$	0,37	100	14	
Милониты и blastsмилониты по гранитоидам	90	$\frac{5,8 \pm 1,2}{0,6-18,5}$	0,35	95	45	
Милониты по кристаллическим сланцам, гнейсам и диоритам	24	$\frac{3,1 \pm 0,7}{0,6-6,7}$	0,23	60	8	

* Таблица рассчитана и составлена Б. Е. Кудрявцевым на основании результатов люсодержания элемента (логарифма среднего значения), знаменатель — пределы колебаний значимости; σ_{lg} — логарифм среднего квадратического отклонения; V — коэффициент за среднее геометрическое, а при V < 50% — как среднее арифметическое).

и величина отношения Th/U

подвижный			Торий				$\frac{U_n}{U_o}$	Th/U
$U \pm \lambda_{5\%},$ 10-4%	σ_{1g}	V, %	n	$Th \pm \lambda_{5\%},$ 10-4%	σ_{1g}	V, %		
$1,8 \pm 0,4$ $0,5-7,6$	0,37	100	24	$5,0 \pm 1,2$	0,23	60	0,51	1,43
$2,0-8,3$								
$1,2 \pm 0,4$ $0,9-1,8$	0,32	85	10	$5,0 \pm 1,6$	0,19	50	0,44	1,83
$2,0-22,6$								
$0,7 \pm 0,2$ $0,5-7,6$	0,18	50	7	$11,9 \pm 16,7$	0,49	150	0,29	5,37
$2,0-22,5$								
$1,2 \pm 0,4$ $0,5-4,1$	0,29	75	37	$6,4 \pm 2,0$	0,35	35	0,62	3,20
$2,0-20,0$								
$1,8 \pm 0,6$ $0,5-4,5$	0,34	90	10	$4,5 \pm 1,7$	0,22	55	0,59	1,49
$2,0-9,6$								
$1,6 \pm 0,4$ $0,5-5,0$	0,32	85	14	$4,1 \pm 1,0$	0,19	50	0,51	1,32
$2,0-10,5$								
$1,5 \pm 0,2$ $0,5-6,6$	0,33	90	61	$8,4 \pm 2,5$	0,39	105	0,46	2,62
$2,0-52,4$								
$2,0 \pm 0,4$ $0,5-5,7$	0,36	85	41	$51,7 \pm 15,3$	0,31	80	0,39	11,85
$2,0-151,0$								
$2,2 \pm 1,4$ $0,5-6,3$	0,40	115	13	$134,0$	0,87	700	0,47	27,90
$1,9-475,0$								
$1,5 \pm 0,7$ $0,5-5,2$	0,35	95	5	$2,5 \pm 0,7$	0,12	30	0,51	0,77
$2,0-3,6$								
$0,6 \pm 0,5$ $0,5-1,2$	0,41	115	2	$3,0$			0,27	1,42
$2,3 \pm 2,1$ $0,5-5,5$								
$1,9 \pm 0,5$ $0,5-5,4$	0,35	95	42	$14,8 \pm 5,5$	0,42	120	0,33	2,52
$2,0-40,0$								
$1,2 \pm 0,9$ $0,6-2,9$	0,32	85	8	$10,0$	0,47	150	0,39	3,27
$1,2-25,9$								

минесцентных и радиохимических анализов. Числитель — величина выборочного среднего его содержания; $\lambda_{5\%}$ — доверительный интервал для среднего значения при 5% уровне риацции (при $V > 50-60\%$ величина выборочного среднего содержания определялась как

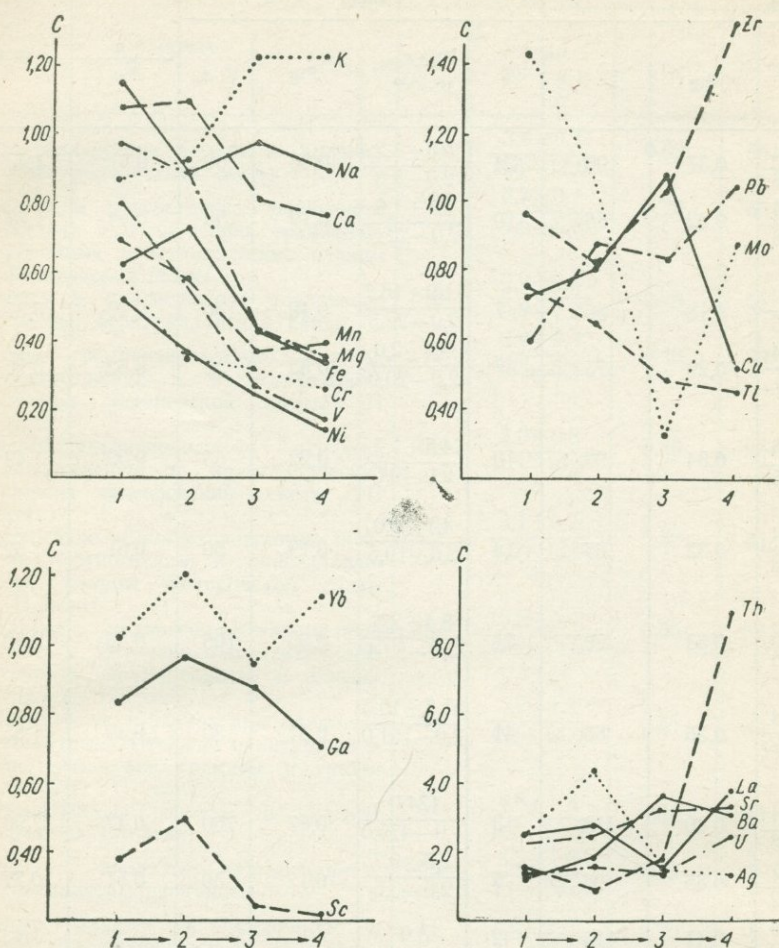


Рис. 25. Поведение некоторых элементов в процессе палингено-метасоматического гранитообразования II этапа.

C — отношение средних содержаний элементов в продуктах гранитообразования к среднему содержанию в неизмененных кристаллических сланцах иенгского комплекса.

1 — слабо гранитизированные кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — интенсивно гранитизированные кристаллические сланцы и гнейсы; 3 — розовые палингено-метасоматические интрузивно-антектические граниты; 4 — мясо-красные палингено-метасоматические интрузивно-антектические аляскитовые и щелочные аляскитовые граниты. Диаграммы составлены Б. Е. Кудрявцевым по данным спектрального, радиохимического и люминесцентного методов анализа (см. табл. 8 и 10) (коллекции В. С. Левентова, В. И. Радидьевского, В. А. Рудника, В. М. Терентьева).

Таким образом, по сравнению с гранитоидами чарнокитового комплекса I этапа, рассматриваемые палингенно-метасоматические гранитоиды формировались при более низких температурах, отвечавших режиму пограничной области между гранулитовой и амфиболитовой фациями метаморфизма. В большинстве

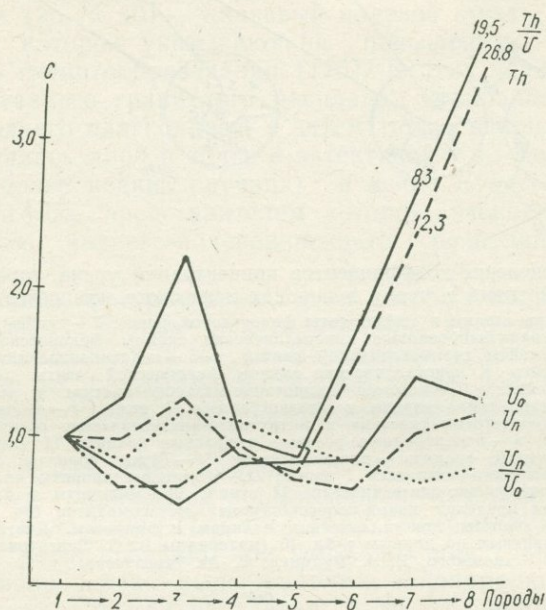


Рис. 26. Поведение урана и тория в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования II этапа.

C — отношение среднего содержания элемента в продуктах гранитообразования к среднему содержанию этого же элемента в негранитизированных плагноклазовых кристаллических сланцах негрского комплекса.

1 — плагноклазовые кристаллические сланцы; 2 — гнейсы и очень слабо гранитизированные кристаллические сланцы; 3 — слабо гранитизированные гнейсы и кристаллические сланцы; 4 — средние гранитизированные гнейсы и кристаллические сланцы; 5 — интенсивно гранитизированные гнейсы и кристаллические сланцы; 6 — розовые палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты, гранодиориты и плагнограниты; 7 — мясо-красные палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты и гранодиориты; 8 — пегматойдные розовые и красные граниты. Диаграмма составлена Б. Е. Кудрявцевым по данным статистической обработки результатов радиохимического и люминесцентного анализа (табл. 10) (коллекция В. С. Левентова, В. И. Радишевского, В. А. Рудника, В. М. Терентьева).

указанные гранитоиды представлены калиевыми гранитами, которым на рис. 28 отвечают фигуративные точки в полях $Kпш + Пи + Ро + (Кв)$ и $Кпш + Пл + Пи + (Кв)$. На эту же диаграмму нанесены по литературным данным химические анализы раннедокембрийских гранитоидов Алданского щита, которые по комплексу признаков с уверенностью можно параллелизовать с богатými кальцием палингенно-метасоматическими гранитами II этапа.

Из рис. 28 видно, что фигуративные точки образуют два поля скопления, из которых одно отвечает составам салитовых плагиигранитов и двуполевошпатовых гранитов, другое — соста-

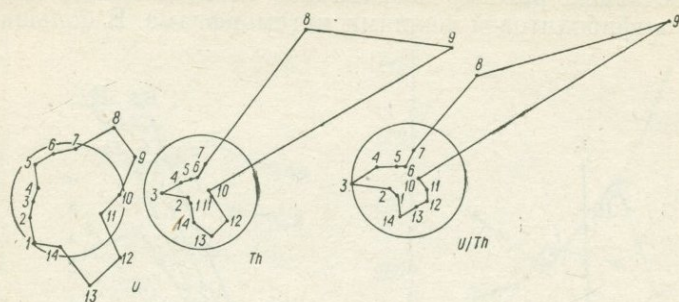


Рис. 27. Распределение коэффициентов концентраций урана, тория и отношений тория к урану в породах ненгского комплекса.

1 — кристаллические сланцы и амфиболиты федоровской свиты; 2 — гнейсы, плагиигнейсы и очень слабо гранитизированные кристаллические сланцы федоровской свиты; 3 — гнейсы и плагиигнейсы верхнеалданской свиты; 4—6 — гранитизированные (II этап) гнейсы, плагиигнейсы и кристаллические сланцы федоровской свиты (4 — слабо, 5 — средние, 6 — интенсивно); 7 — розовые палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты, гранодиориты и интрузивно-анатектические граниты и гранодиориты II этапа; 8 — аляскитовые мяскокрасные палингенно-метасоматические и плагииграниты II этапа; 9 — пегматоидные розовые и красные граниты II этапа; 10 — серые ультраметаморфогенные граниты — плагииграниты; 11 — бурые граниты, плагииграниты и диориты чарнокитового комплекса I этапа; 12 — кварцевые диориты палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические II этапа; 13 — милониты и blastsмилониты с развитием в их пределах кварц-полевошпатовых метасоматитов (по гранитоидам); 14 — милониты по гнейсам, кристаллическим сланцам и диоритам. Диаграммы составлены Б. Е. Кудрявцевым по данным табл. 10 (материалы В. С. Левентова, В. И. Радисhevского, В. А. Рудника, В. М. Терентьева).

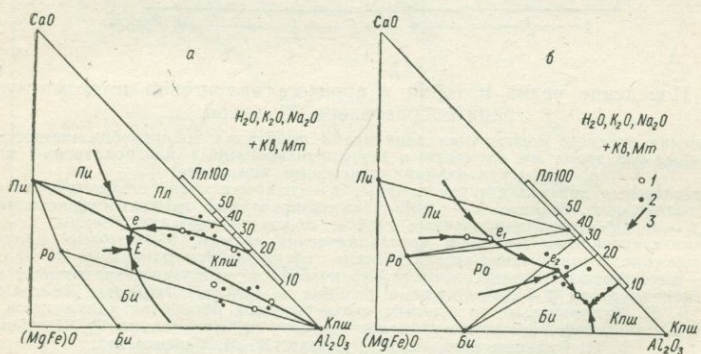


Рис. 28. Состав — парагенезис для известково-щелочных палингенно-метасоматических гранитоидов II этапа [25].

а — для гранитоидов повышенной щелочности; б — для гранитоидов нормальной щелочности.

Состав пород: 1 — по данным Г. М. Беляева, 2 — по литературным данным; 3 — пути кристаллизации.

вам бесплагииоклазовых пироксеновых, пироксен-роговообманковых и роговообманковых гранитов. Первая группа рассматриваемых гранитоидов, по-видимому, представляет собой образо-

вания, сформировавшиеся на месте метаморфических пород и гранитоидов I этапа в условиях повышенных температуры и химического потенциала калия в результате одновременно действовавших процессов плавления (палингенеза) и высокотемпературного (магматического) замещения. Фигуративные точки этих гранитоидов вырисовывают котектическую линию «средний плагиоклаз (до № 40) — калиевый полевой шпат», особенности положения которой указывают на повышенную щелочность в процессе гранитообразования [176]. В этих условиях эволюция палингенного гранитного расплава, начавшись кристаллизацией среднего плагиоклаза, а затем также кварца и ортоклаза, завершалась либо в точке *e* эвтектикой $Kв + Kпш + Пл + Пи$, либо (в более редких случаях) в точке *E* эвтектикой $Kв + Kпш + Пи + Би$, представителем которой, очевидно, являются существенно калиево-полевошпатовые разновидности (см. табл. 4, асс. 17).

Гранитоиды, фигуративные точки которых на рис. 28 образуют скопление в поле кристаллизации калиевого полевого шпата, принадлежат к ветви метасоматических образований; становление их протекало в твердой среде под воздействием высокотемпературных щелочно-кремниевых трансмагматических растворов.

Фигуративные точки химических составов палингенно-метасоматических гранитоидов нормальной щелочности сконцентрировались в поле $Kпш + Пл + Би + (Кв)$ (см. рис. 28); судя по их взаимному расположению, при формировании гранитоидов этой группы довольно точно выдерживались закономерности котектической кристаллизации расплавов. В то же время гранитоиды с составами тройной эвтектики среди рассматриваемых образований довольно редки, что, по-видимому, характерно для палингенно-метасоматических образований, возникших на месте относительно тугоплавких пород, какими являлись различные гнейсы, кристаллические сланцы повышенной основности и гранитоиды I этапа. В частности, фигуративные точки последних также проектируются на котектические линии нормального хода кристаллизации гранитных расплавов.

Процесс палингенно-метасоматического гранитообразования сопровождался явлениями железо-магнезиально-кальциевого метасоматизма в алюмосиликатных пара- и ортопородах и в меньшей степени — явлениями скарнирования (магнезиальные скарны магматической стадии) в карбонатных породах с образованием пластовых и шлировых тел состава $Пи + Шп$, $Пи + Мт$, $Пи + Фл$, $Ро + Мт$, несущих железорудную минерализацию [25, 27, 380]. Проявлением этого метасоматизма являются и продукты самых ранних стадий изменения пород в общем ряду гранитизации, которые обусловлены процессами калишпатизации в связи с привнесом *K* и комплементарной ей локальной базификации в связи с привнесом *Fe*, *Mg*, *Mn*, *Ti* и выносом *Si*, *Al*,

Са, Na, приводившими к увеличению содержания и укрупнению фемических минералов (см. табл. 7, 749д, б). Значительное увеличение при этом роли Fe^{2+} по сравнению с Fe^{3+} , так же как и большее сравнительно с Fe^{2+} уменьшение в последующих продуктах гранитизации содержания F^{3+} (см. табл. 7, 534ж, е, 623д, ж, 1016а, в, 1024а, в; рис. 23), свидетельствует о нейтральном (с отклонением к слабо восстановительному) режиме процесса палингенно-метасоматического гранитообразования.

Интрузивно-анатектические гранитоиды

Комплекс позднеархейских интрузивно-анатектических гранитов во времени и в пространстве близок к комплексу палингенно-метасоматических гранитоидов и гнейсо-гранитов. Интрузивно-анатектические гранитоиды и генетически связанные с ними интрузивно-реоморфические гранитоиды и кварц-полевошпатовые метасоматиты (пегматоиды) широко развиты в мигматит-плутонах гнейсо-гранитов, где их развитие контролировалось разрывными нарушениями диагональной системы. В местах сближенного положения контролирующих аляскиты разломов мигматит-плутоны претерпевали коренную структурную и вещественную перестройку с образованием сложнопостроенных мигма- и интербудинаж-плутонов дискордантного положения.

Пространственное размещение интрузивно-анатектических гранитоидов контролировалось, с одной стороны, зонами повышенной трещиноватости раннедокембрийских пород, с другой — участками широкого развития лейкократовых нормальных гранитов палингенно-метасоматического генезиса. Особенно часто такие благоприятные условия создавались во внутренних частях мигматит-плутонов, где в заметном количестве сохранились скиалиты (реликты негранитизированных кварцитов и основных кристаллических сланцев). В зоны нарушения сплошности таких скиалитов происходила интрузия в той или иной мере пластичного вещества окружающих палингенно-метасоматических гранитоидов. В случае ограниченной пластичности субстрата перемещение гранитного вещества на значительные расстояния не имело места. Основные усилия в этом случае направлялись на трансформацию внутренней структуры и определенную гомогенизацию отдельных частей мигматит-плутонов. Внешне такие мобилизованные и консолидированные в новых условиях участки выглядят как самостоятельные массивы, но при детальном изучении всегда устанавливается их пространственная и генетическая связь с ранее образованными палингенно-метасоматическими гранитоидами.

Подавляющее большинство интрузивно-анатектических гранитоидов сосредоточено в пределах Якокут-Ыллымахского и Хатыминского мигматит-плутонов, причем наиболее крупные их

тела тяготеют к горизонтам гипсометрически высокого положения. Преимущественная форма тел — неправильные обособления, штоки и жилы, из которых первые два наиболее характерны для внутренних частей мигматит-плутонов. Размеры относительно однородных тел интрузивно-анатектических гранитоидов не превышают в поперечнике нескольких сотен метров. Что же касается вырисовывающихся на среднемасштабных геологических картах в пределах мигматит-плутонов более крупных массивов интрузивно-анатектических гранитоидов, то они, как правило, представляют собой гетерогенные образования, состоящие из совокупности тел небольших размеров, вплетенных в ткань мигматит-плутона и разделенных участками палингено-метасоматических гранитоидов и гранитизированных метаморфических пород.

Жильные тела интрузивно-анатектических гранитоидов наиболее часто наблюдаются в пределах окружающих мигматит-плутоны полей мигматизации, где повышенная жесткость пород благоприятствовала образованию протяженных разрывных нарушений, служивших путями движения мобильного гранитного вещества. Пространственная ориентировка таких тел самая разнообразная, но обычно преобладают крутопадающие дайки и жилы, контролируемые диагональной системой разломов. Размеры жильных тел — первые десятки метров по мощности, сотни метров по простиранию.

Внешне интрузивно-анатектические граниты представляют собой красные, розовые (на выветрелых поверхностях мяскокрасные), розовато-серые, реже белые, светло-серые крупно- до грубозернистых массивные, реже гнейсовидные породы лейкократового облика. Под микроскопом устанавливаются бластокатакластическая, порфириовидная или типично гранитовая структура. В составе этих гранитов участвуют только пять породообразующих минералов в сочетаниях по четыре: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, магнетитом, сфеном, цирконом, торитом, уранинитом, монацитом. Анализ частоты встречаемости различных петрографических разновидностей показывает, что главную роль среди интрузивно-анатектических гранитоидов играют нормальные (44,3 на 100 случаев) и аляскитовые (26) граниты и плагиограниты (26). Сравнительно редко встречаются гранодиориты (3,7). Средний химический состав интрузивно-анатектических гранитов отвечает наиболее распространенной их разновидности — аляскиту (см. табл. 5, № 3). Относительно широкое развитие аляскитовых гранитов, состоящих в основном из кварца и щелочных полевых шпатов при содержании темноцветных минералов (биотита) не свыше 1% по объему, многими исследователями указывается в качестве наиболее важной отличительной особенности интрузивных гранитоидов Алданского щита [98,

278, 471 и др.]. Результаты химического анализа интрузивно-анатектических гранитоидов и статистической обработки данных химического состава этих пород (см. табл. 5) в сравнении с палингенно-анатектическими гранитоидами I этапа (см.

табл. 5) и палингенно-метасоматическими II этапа (см. табл. 5) указывают на отсутствие значимых различий в химическом составе интрузивно-анатектических и палингенно-метасоматических гранитоидов и на значимые различия с палингенно-анатектическими. Данные о распределении микроэлементов подтверждают эти выводы (сравнить рис. 8 и 24; табл. 8 и 10).

Все наблюдавшиеся разновидности рассматриваемых гранитоидов (см. табл. 4, асс. 24) можно представить в виде четырех-пятимерального парагенетического ряда [25]:

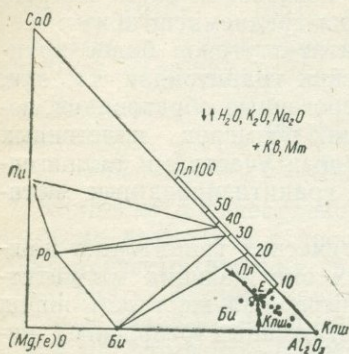
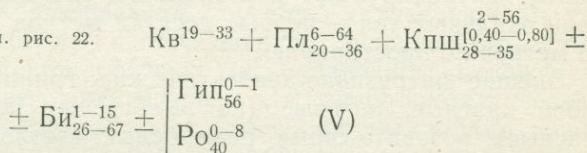


Рис. 29. Пути кристаллизации интрузивно-анатектических аляскитовых гранитоидов II этапа [25].

Условные обозначения см. рис. 22.



На рис. 5 эти ассоциации устойчивы в области умеренной и низкой щелочности среды минералообразования в режиме роговообманково-биотитовой температурной ступени. По данным палеогеотермометрического анализа температура кристаллизации интрузивно-анатектических гранитоидов находилась в пределах 630—690°С по минеральным геотермометрам (см. табл. 4, асс. 24) и 800—950°С по породному геотермометру [25]. Химические составы их отвечают гранитам нормальной щелочности и проектируются на соответствующей диаграмме (рис. 29) в поле двуполевошпат-биотитового парагенезиса.

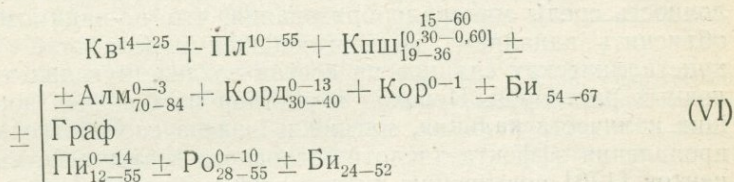
По характеру кристаллизации интрузивно-анатектические гранитоиды близки к режиму образования анхиэвтектических гранитов нормальной щелочности, что видно из факта концентрации фигуративных точек в области тройной эвтектики E. Ряд точек в поле кристаллизации калиевого полевого шпата, по-видимому, отражает граниты, подвергшиеся в послемагматическую стадию кремнекалийевому метасоматизму.

В генетическом плане интрузивно-анатектические граниты представляют собой результат выжимания в верхние горизонты и раскристаллизации там части гранитного расплава, образо-

вавшегося в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования и длительное время сохранявшего мобильное состояние в силу существования высокого геотермического градиента и субэвтектического состава. Эволюция таких отжатых порций гранитного расплава подчинялась закономерностям, установленным экспериментально для гранитоидов ортомагматического происхождения.

Метасоматические пегматоиды

Интрузивно-анатектическое и палингенно-метасоматическое гранитообразование сопровождалось мощным процессом высокотемпературного щелочно-кремниевое метасоматизма, производными которого являлись кварц-плагиоклаз-ортоклазовые метасоматиты (см. табл. 4, асс. 25—33) парагенетического ряда [25]:



С этим кремнщелочным метасоматизмом связано также формирование сложного комплекса железо-магнезиально-кальциевых флогопит- и магнетитосодержащих метасоматитов (Пи+Шп+Фл, Пи+Ск, Пи+Ск+Парг+Фл, Пи+Фл+Мт), образовавшихся на месте карбонатных пород и метасоматитов основного состава [22, 25]. При этом продукты кремнщелочного метасоматизма сопряжены с интрузивно-анатектическими и палингенно-метасоматическими гранитоидами не только в пространстве, но и сменяют их и во времени. Эти метасоматиты различными исследователями Адданского щита характеризуются как пегматоидные граниты, пегматоиды, гранит-пегматиты или пегматиты. В основной своей массе пегматоиды образовались в результате собирательной перекристаллизации более ранних палингенных, палингенно-метасоматических и интрузивно-анатектических гранитоидов без существенного изменения химического и минерального состава последних. Пегматоиды, развившиеся метасоматическим путем на месте основных кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов и т. п., наблюдаются тоже достаточно часто, но общая масса их невелика.

Морфологические и структурно-текстурные черты тел пегматоидов сходны с таковыми интрузивно-анатектических гранитоидов. Много общего и в пространственном размещении этих образований. Отличительными особенностями пегматоидов кроме чисто метасоматической их природы являются часто наблюдаемые расплывчатые контакты тел с постепенными перехо-

дами к вмещающим породам и более широкие вариации количественно-минерального состава. Минеральные ассоциации, устанавливаемые в пегматоидах, во многом повторяют парагенезисы предшествующих им гранитоидов. Заметные различия фиксируются лишь в составе фемических минералов и повышенной роли в пегматоидах аксессуарных минералов, таких как апатит, сфен, сульфиды. Новообразования, свойственные только пегматоидам, представлены графитом и корундом (см. табл. 4, асс. 31—33).

Результаты детального изучения отдельных разновидностей пегматитов показывают, что общими особенностями этих пород являются их относительная меланократовость, низкое содержание кварца и повышенная железистость фемических минералов. Маложелезистые пироксен, роговая обманка и биотит характерны лишь для апосланцевых пегматитов (см. табл. 4, асс. 25—27). Это обстоятельство указывает на повышенную щелочность среды минералообразования, что, по-видимому, можно объяснить влиянием подвергающихся переработке основных кристаллических сланцев на состав воздействующих кремнещелочных растворов. Переход в раствор из боковых пород больших количеств кальция, магния и железа способствовал в силу проявления эффекта кислотно-основного взаимодействия компонентов [176] повышению активностей в жидкой фазе всех сильных оснований, что благоприятствовало образованию парагенезисов повышенной щелочности с маложелезистыми фемическими минералами.

В целом процесс образования метасоматических пегматоидов происходил в условиях устойчивого понижения температуры и щелочности растворов, которое сопровождалось последовательным замещением пироксена роговой обманкой, а роговой обманки — биотитом с тенденцией к уменьшению количества последнего и фемических минералов вообще.

Особую группу среди рассматриваемых пород составляют пегматоиды, не содержащие богатых кальцием фемических минералов (см. табл. 4, асс. 32, 33). Главную роль среди них играют гранат-биотитовые плагиопегматиты, образовавшиеся в результате собирательной перекристаллизации высокоглиноземистых гнейсов в условиях ограниченного привноса-выноса компонентов. Разновидности таких пегматитов, содержащие в заметном количестве калиевый полевой шпат, представляют собой первоначальные ассоциации, так как последний не стыкуется с гранатом, будучи отделенным от него каймой биотита или плагиоклаза. Это свидетельствует о неустойчивости граната в режиме температур и щелочности, при котором происходило образование метасоматических пегматоидов. Неравномерность свойственна и ассоциации (33), на что указывает присутствие в ней корунда и силлиманита. Силлиманит в корундсодержащих пегматитах является реликтовым минералом, сохранившим-

ся только внутри кристаллов кордиерита, послуживших защитной оболочкой от реакционного воздействия метасоматизирующих растворов. Корунд же не встречается вместе с кварцем, тяготеет к участкам сиенитового состава. Образованию его, очевидно, благоприятствовала относительно повышенная щелочность воздействующих растворов, недосыщенных свободным кремнеземом.

Температурный режим образования метасоматических пегматоидов заметно отличался от такового для гранитов более ранних стадий. Двуполевошпатовый геотермометр дает значения 580—680, а скандиево-биотитовый — 540—710°С (см. табл. 4). Более низкие температуры, полученные по титан-магнетитовому геотермометру, характеризуют заключительный этап кремнщелочного метасоматизма, так как магнетит образовался явно позже главных минералов пегматоидов. По особенностям химического состава пегматоиды в большинстве относятся к группе образований повышенной щелочности (см. табл. 5); на рис. 30 фигуративные точки концентрируются в полях Кпш+Пл+Пи+(Кв) и Кпш+Пи+Би+(Кв), что отвечает реальным парагенезисам этих пород.

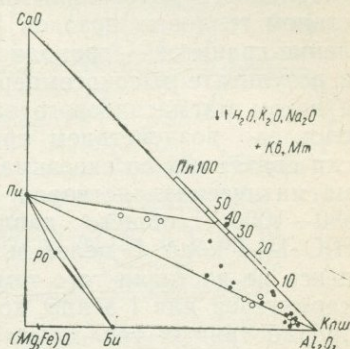


Рис. 30. Состав — парагенезис для метасоматических пегматоидов второго этапа [25].
Условные обозначения см. рис. 22.

Общие закономерности II этапа гранитообразования

Анализ особенностей состава продуктов II этапа гранитообразования и их взаимоотношений с вмещающими породами приводит к заключению о том, что гранитообразование развивалось в целом в условиях открытой системы [363]. Однако отдельные участки пород в этой системе представляли собой относительно закрытые подсистемы в продолжении как части, так и всего этапа развития гранитообразования. Такой характер гранитообразования обусловлен интенсивными гетерогенными тектоническими напряжениями, приведшими к широкому развитию нарушений сплошности пород в связи со сменой преимущественного прогибания участка земной коры в относительно спокойных тектонических условиях воздыманием, сопровождавшимся интенсивными дислокациями. Такой тектонический режим в пределах участка земной коры, отвечающего современному Центральноеалданскому району (Алдано-Тимптонский, Тимптоно-Учурский блоки), способствовал интенсивному про-

никновению тепловых потоков и вещества инфильтрующимися трансмагматическими и затем пневматогидротермальными гранитизирующими растворами и перемещению возникшего расплава.

В результате повышения температурного градиента, обусловленного интенсивными дислокациями и прогревом под действием тепловых потоков [468], происходило селективное плавление гранитов — гранодиоритов I этапа и гранитов, возникших в результате высокотемпературного вначале метасоматического, а затем магматического замещения. Это замещение было обусловлено воздействием гранитизирующих растворов, генетически связанных со сквозьмагматическими, а затем и самих трансмагматических растворов в условиях температур в пределах 680—1000°С, общего давления порядка 5—8 кбар и давления H₂O 1—4 кбар. В целом в этот этап породы ингрского комплекса не достигли того температурного градиента, который был характерен для I этапа, хотя в отдельных участках, интенсивно проработанных тепловыми потоками, температура возникшего расплава могла и превышать температуру I этапа гранитообразования.

Указанные процессы приводили к мобилизации вначале вещества наиболее лейкократовых гранитоидов (аляскиты, граниты), а по мере своего усиления к мобилизации в виде расплава материала гранитоидов более основного ряда (гранодиориты — плагиограниты — кварцевые диориты), одновременным процессам высокотемпературного метасоматического и магматического замещения кристаллических сланцев и к перераспределению их вещества.

Таким образом, в результате II этапа гранитообразования вначале возникал расплав, давший начало аляскитовым гранитоидам, затем образовывался расплав все более основного состава, содержащий большое количество реликтовых зерен плагиоклаза и темноцветных минералов, в целом отвечавший гранодиоритам — плагиогранитам. В то же время количество расплава относительно кислого состава, обогащенного летучими и щелочами, также продолжало увеличиваться. Возникший расплав в результате интенсивных тектонических движений и широко проявленного нарушения сплошности пород перемещался как на незначительные расстояния, так и интродуцировал в вышележащие горизонты (максимальное расстояние до 6000—7000 м относительно участков его возникновения), приводя к образованию интрузивно-анатектических гранитоидов.

По мере консолидации пород, связанной с восходящим характером тектонического развития региона, происходила кристаллизация расплава, вначале отвечавшего более основным разностям палингенно-метасоматических и интрузивно-анатектических кварцевых диоритов — плагиогранитов серого и розового цвета (рис. 9) — первая стадия гранитообразования II этапа.

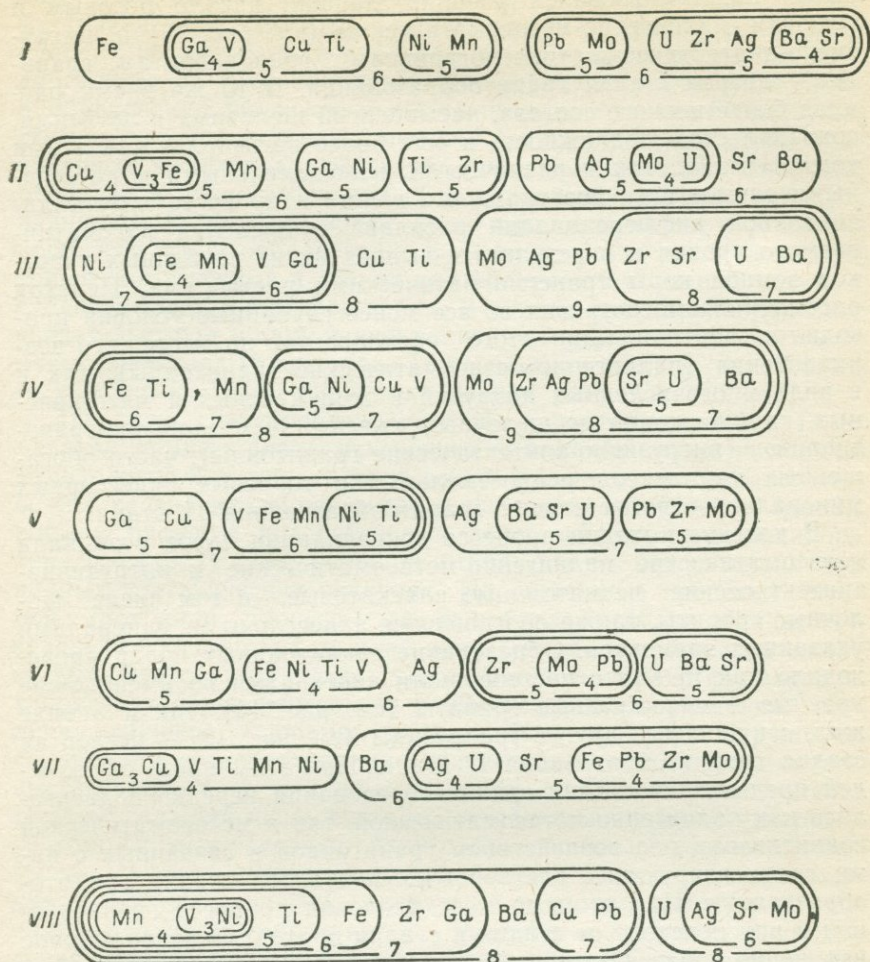


Рис. 31. Закономерное изменение парагенезисов элементов в продуктах гранитообразования II этапа разных стадий гранитизации пород федоровской свиты Центральноалданского района различной интенсивности по данным многократной корреляции.

I — основные плагиоклазовые кристаллические сланцы; II — гнейсы и плагиогнейсы; III — V — гнейсы и кристаллические сланцы первой стадии гранитообразования; III — слабо гранитизированные, IV — среднегранитизированные, V — интенсивно гранитизированные; VI — розовые палингено-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты, гранодиориты и плагиограниты (вторая стадия); VII — мясо-красные аляскитовые палингено-метасоматические и интрузивно-анатектические граниты и гранодиориты (третья стадия); VIII — розовые и красные пегматоидные граниты (четвертая стадия). Диаграммы рассчитаны и построены Б. Е. Кудрявцевым по материалам В. С. Левентова, В. И. Радишевского, В. А. Рудника, В. М. Терентьева на основе результатов эмиссионного спектрального анализа содержаний 26 элементов (табл. 8, 10) по методике Ю. К. Буркова [44]. Арабскими цифрами отмечены контуры, элементы в пределах которых имеют положительные связи при 1, 2, 3... корреляциях. По-видимому, в какой-то степени часть кристаллических сланцев, включенных в выборку, подверглась слабому проявлению кремнещелочного метасоматизма, связанного с гранитизацией, так как разбавки, подобной той, которую провел С. Д. Великославинский [47], не проводилось (см. рис. 62, б).

Затем кристаллизовался расплав, давший начало розовым и красным палингенно-метасоматическим (см. рис. 16) и интрузивно-анатектическим плагиогранитам, гранодиоритам, гранитам — вторая стадия гранитообразования. В то же время расплав более кислого состава, насыщенный щелочами и летучими, сохранял свою подвижность и еще более насыщался как этими компонентами, так и различными редкоземельными и рассеянными элементами, поступавшими в него в процессе кристаллизационной дифференциации расплава в пределах рассматриваемого уровня и в результате выноса их из глубинных участков земной коры трансмагматическими растворами. Переход рассматриваемого уровня во все менее глубинные условия приводил к консолидации этого расплава как на месте его возникновения (палингенно-метасоматические гранитоиды), так и в виде многочисленных интрузий и жил красных и мясо-красных калишпатовых и щелочных аляскитовых гранитов-гранодиоритов (интрузивно-анатектические гранитоиды), часто обогащенных комплексом редкоземельных и ториевых акцессорных минералов — третья стадия гранитообразования II этапа.

В конечные стадии процесса консолидации пород возникали метасоматические, палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические пегматоидные аляскитовые, в том числе щелочные граниты, также обогащенные акцессорными минералами указанных элементов. Образование пегматоидных пород происходило как *in situ* с постепенными переходами во вмещающие красные и мясо-красные граниты (см. рис. 14), так и в виде жил, секущих все другие гранитоиды (см. рис. 18) — четвертая стадия гранитообразования II этапа. При этом продукты каждой предыдущей стадии гранитообразования нередко подвергались как палингенно-метасоматической, так и метасоматической гранитизации под воздействием гранитоидов и связанных с ними гранитизирующих растворов последующей стадии гранитообразования. При этом по мере усиления процесса гранитизации и при переходе от стадии к стадии проходило закономерное изменение парагенезиса элементов и характера их связи между собой, что отражено на рис. 31.

§ 3. Гранитообразование III (раннепротерозойского) этапа

Основанием к выделению III этапа гранитообразования послужило качественное различие характера гранитизации в пределах пород иенгрского и вышезалегающего тимптоно-желтулинского комплексов архея Центрального Алдана (см. табл. 1). В то время как в пределах иенгрского комплекса Центрально-алданского района широко распространены продукты палингенно-метасоматического гранитообразования самой разнооб-

разной формы и нередко весьма значительных размеров, а также многочисленные жильные образования и интрузии розовых и красных гранитоидов, в пределах пород тимптонской и джелтулинской серий гранитообразование выражено в основном лишь в образовании полосчатых мигматитов и послойных тел существенно палингенно-анатектических гранитоидов при резко подчиненном и, как правило, сугубо локальном развитии инъекций расплава и жил замещения. Такое различие в гранитообразовании может быть объяснено лишь предположением о развитии процессов гранитообразования в условиях резко различного тектонического режима и разной компетентности исходных пород, а следовательно, и в разное время. В пользу этого предположения свидетельствует и одинаковая величина геохронологического возраста архейских гранитоидов Центрального Алдана, независимо от условий их залегания и локализации [347, 371, 383, 386].

III этап гранитообразования по характеру подобен I, но охватил помимо пород иенгрского комплекса также и породы тимптонской и джелтулинской серий. Развитие его связано, очевидно, со значительным погружением данного участка земной коры в процессе колебательных движений компенсированного типа (по [457]) очень большой амплитуды и в относительно спокойных тектонических условиях. Но система, в пределах которой проходили процессы гранитообразования, в отличие от предшествующих двух этапов характеризовалась большей сложностью. Это связано с тем, что сплошность пород фундамента в пределах пород иенгрского комплекса была в различной степени нарушена во время развития II этапа. Это нарушение сплошности «закреплено» многочисленными телами интрузивно-анатектических и палингенно-метасоматических гранитоидов. Поэтому нижняя часть системы, отвечавшая породам иенгрского комплекса, в условиях гранитообразования и ультраметаморфизма III этапа в целом являлась более открытой, нежели средняя и верхняя ее части, отвечавшие тимптоно-джелтулинскому комплексу. Этим определяется и различие в результатах проявления гранитообразования в пределах пород указанных комплексов.

В пределах иенгрского комплекса, интенсивно гранитизированного и пронизанного секущими телами интрузивно-анатектических, интрузивно-реоморфических и палингенно-метасоматических гранитоидов в предшествующий (позднеархейский) этап гранитообразования, проявление ультраметаморфизма III этапа устанавливается по изменению минеральных парагенезисов амфиболитовой фации в направлении гранулитовой. Это изменение сопровождалось селективным расправлением (палингенезом) наиболее кислых разновидностей гранитоидов, которое в той или иной степени было осложнено процессами диффузии элементов и в меньшей степени инфильтрации трансмагматических растворов. Новообразованный магматический расплав выжимался в

грешины и там фиксировался в виде жильных тел гранитоидов различного состава. С уверенностью к III этапу гранитообразования в поле развития пород иенгрского комплекса можно отнести лишь маломощные дайки и штоки калиевых гиперстен-биотитовых гранитов, для которых характерны массивное сложение, грубозернистая структура и явления высокотемпературного распада минералов (биотита, роговой обманки), не свойственные внешне похожим на них интрузивно-анатектическим гранитоидам II этапа. Определенным критерием разграничения этих образований могут также служить исключительно высокая железистость фемических минералов и присутствие гиперстена в гранитах III этапа.

Характерной чертой гранитоидов III этапа, развитых в пределах пород иенгрского комплекса, является также присутствие в их составе в заметных количествах ильменита, высокотитанистого магнетита и дымчатого кварца в виде кристаллов дипирамидального габитуса, свойственного высокотемпературной модификации этого минерала. Из-за необычного цвета кварца эти гранитоиды нередко называют чернокварцевыми. Примечательно, что дымчатый цвет кварца свойствен не только секущим формам гранитов (интрузивно-анатектическим и палингено-метасоматическим гранитам II этапа), но, правда, в резко подчиненной степени пластовым телам гранитоидов I и II этапов, претерпевших палингenez в период последующего ультраметаморфического их преобразования III этапа.

Особенностью ассоциаций, содержащих гиперстен, как и вышерассмотренной ассоциации (12), является кажущаяся неустойчивость гиперстена с калиевым полевым шпатом, выражающаяся в появлении в стыке этих минералов буферных каемок вторичных биотита и плагиоклаза. Очевидно, образование калиевых гиперстен-биотитовых гранитов, как и близких им по составу гранат-биотитовых гранитов, в природных условиях возможно лишь в узком диапазоне высоких температур в условиях дифференцированного изменения химических потенциалов щелочей и главным образом при возрастании активности калия с одновременным удалением из системы натрия. Одновременное повышение активности и калия, и натрия благоприятствует образованию двуполевошпатовых разновидностей, в которых железистый гиперстен оказывается неустойчивым и замещается биотитом.

Результатом проявления ультраметаморфизма III этапа в пределах Алдано-Тимптонского междуречья явилось также омоложение геохронологического возраста гранитоидов, сформировавшихся в результате процессов гранитообразования I и II этапов [369, 371].

В пределах пород тимптоно-желтулинского комплекса внутренних районов Алданского щита, а возможно, и в вышележащих к настоящему времени эродированных породах развитие

III этапа ультраметаморфизма привело к образованию гранитов, гранодиоритов, плагиогранитов и кварцевых диоритов, залегающих в виде горизонтов, согласных с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров и лишь в некоторых случаях — до нескольких десятков метров (см. табл. 1). Текстуры последних гранитоидов плоско-параллельные, внутри них имеются реликты и реликтовые пласты гнейсов и кристаллических сланцев.

*В пределах пород тимптоно-джелтулинского комплекса крайних частей Алданского щита, сопредельных с зоной протерозойского обрамления хребтов Становик — Джугджур, гранитообразование III этапа выразилось в формировании жильного материала послонных мигматитов (см. табл. 1) существенно палинггенно-анатектического генезиса * [360, 363].*

По составу эти гранитоиды разделены на четыре типа пород, между которыми имеются все постепенные переходы: граниты (в том числе аляскитовые щелочные) — гранодиориты и плагиограниты — кварцевые диориты. По цвету выделяются: а) белые, светло-серые и серые; б) розовые, красные и мясо-красные. В зависимости от содержания темноцветных минералов и по соотношению между ними рассматриваемые гранитоиды разделяются на: 1) аляскитовые; 2) биотитовые; 3) биотит-гранатовые; 4) биотит-гиперстеновые и биотит-двупироксеновые (чарнокиты и антипертитовые чарнокиты); 5) биотит-пироксеновые (пироксен моноклинный); 6) биотит-роговообманковые, роговообманковые, биотит-пироксен-роговообманковые, биотит-гиперстен-роговообманковые и биотит-двупироксен-роговообманковые, в том числе чарнокиты и антипертитовые чарнокиты.

Гранитообразование III этапа в пределах тимптоно-джелтулинского комплекса подобно особенностям гранитообразования I этапа в пределах иенгрского комплекса и в целом может быть определено как гранитообразование существенно палинггенно-анатектического типа (см. рис. 32). Минеральные парагенезисы обусловлены теми же причинами, что и в I этап, но гранитоиды чарнокитового комплекса развиты меньше, нежели аляскитовые разности, а также гранитоиды, содержащие в разных количественных взаимоотношениях биотит, моноклинный пироксен, роговую обманку, гранат, реже силлиманит.

Однако развитие нарушений сплошности пород и зон повышенной проницаемости обусловило наличие, хотя и незначитель-

* Признаки палинггенно-анатектического генезиса этих гранитоидов приведены в работе [360]. Кроме того, по морфологическим и генетическим особенностям в пределах этих областей выделены также такие группы пород, как массивы палинггенно-метасоматических гранитоидов разнообразных размеров и формы, имеющие постепенные переходы во вмещающие породы — IV этап; интрузии гранитоидов — интрузивно-анатектические и интрузивно-реоморфические гранитоиды заключительных стадий IV этапа [360, 363].

ное, открытых подсистем, что привело и к некоторым отличиям гранитообразования III этапа, связанным с инфильтрацией растворов. В таких зонах происходило развитие палингено-метасоматической, а ближе к дневной поверхности и метасоматической гранитизации, приведшей к образованию пегматоидных пород в виде жил и секущих тел мощностью от нескольких сантиметров до 15—25 м. В пределах нижнесуннагинской свиты установлено несколько зон интенсивной гранитизации кристаллических сланцев серыми гранитоидами мощностью до нескольких десятков метров. В пределах юриканской и сутамской свит Центрального Алдана имеются жилы белых пегматоидных пород.

Гранитоиды III этапа представлены следующим шести- и семиминеральным парагенетическим рядом (см. табл. 4, асс. 34—40):

$$\begin{aligned} & \text{Кв}^{14,9-34,2} + \text{Кпш}^{1,1-42,4}_{30-70} + \text{Пл}^{18,3-59,1}_{18-38} \pm \text{Гип}^{0-5,4}_{53-68} \pm \text{Пи}^{1,1}_{45} \pm \\ & \pm \text{Ро}^{0-6,2}_{53-55} \pm \text{Би}^{0-5,9}_{57-68} \pm \text{Гр}^{0-7,2}_{82-84} + (\text{Руд}^{0,1-2,2} + \text{Акц}^{0,1-2,2}). \quad (\text{VII}) \end{aligned}$$

На некоторые различия между I и III этапами гранитообразования, в общем очень сходными между собой, указывает прежде всего неодинаковая железистость минералов в семиминеральных парагенезисах (6) и (35) (см. табл. 4). Как уже говорилось выше, повышенная железистость фемических минералов в ассоциации VII указывает на более высокую температуру образования гранитоидов III этапа по сравнению со всеми ранее образованными гранитоидами. Об этом же говорит и появление ассоциации безбиотитовых гранат-гиперстеновых гранитов, устойчивой в условиях наиболее высокотемпературной гранат-гиперстеновой фации гранитоидов (см. рис. 5, поле I), выделенной Б. Г. Лутцем [248] под названием «тимптонской субфации гранулитовой фации». Нигде более на Алданском щите, кроме области развития пород тимптонской и джелтулинской серий, безбиотитовые гранат-гиперстеновые граниты чарнокитового комплекса не встречены.

Отличительными особенностями ультраметаморфизма III этапа являются его относительная кратковременность [371, 383, 384] и крутой спад температур, благодаря которому оказалась возможной последовательная смена в течение одного этапа высокотемпературных гранитоидов с минеральными ассоциациями, отвечающими режиму гранулитовой фации метаморфизма, гранитоидами амфиболитовой фации. Типичными представителями последних являются граниты ассоциаций (39) и (40). Убедительное подтверждение сказанному дает сравнение температур кристаллизации, установленных Г. М. Беляевым для различных гранитоидов по двуполовешпатовому геотермометру и равных 850, 770, 725 и 620°С соответственно для ассоциаций (35), (38), (39) и (40). Температура образования калиевых гиперстен-био-

титовых гранитов (см. табл. 4, асс. 34), развитых в пределах иенгрского комплекса, определенная этим же методом, равна 710°C . Согласно исследованиям Б. Г. Лутца [248], условия метаморфизма в пределах тимптонской серии определялись температурой $800\text{--}900^{\circ}\text{C}$ и литостатическим давлением 7 кбар.

Данные химических анализов гранитоидов III этапа (см. табл. 7) показывают, что главную роль среди них играют представители известково-щелочного ряда. Калиевые граниты характерны лишь для участков локального проявления ультраметаморфизма III этапа в пределах относительно открытых подсистем в области развития пород иенгрского комплекса. Изучение путей кристаллизации чарнокитовых гранитоидов с помощью рис. 32 показывает, что для процесса наиболее высокотемпературного глубинного гранитообразования характерна повышенная активность натрия в расплаве, благодаря чему заметно расширено поле кристаллизации кислого плагиоклаза за счет поля калиевого полевого шпата. Именно в таком режиме щелочности происходило формирование чарнокитовых гранитов III и частично I этапов ультраметаморфизма. Монзонитовый путь кристаллизации магмы намечается лишь для гранитоидов I этапа.

Таким образом, может быть сделан вывод, что продукты III этапа гранитообразования формировались в условиях прогрессивного метаморфизма относительно продуктов II этапа гранитообразования. Подавляющая масса гранитоидов — продукты гранитообразования существенно палингенно-анатектического типа, сопровождавшегося, как и в I этап, ограниченным перемещением элементов, которое приводило главным образом лишь к их перераспределению.

Результаты пересчета показывают, что образование белого палингенного гранита за счет биотит-двупироксенового плагиоклазового кристаллического сланца (пробы 1360 б, 1360 в) происходило в результате привноса Si и K при выносе Na, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, P, H_2O (рис. 33, 1—3). При этом биотит, гиперстен и авгит непосредственно замещались калиевым полевым шпатом и кварцем, в то время как в кристаллическом сланце даже без признаков развития калиевого полевого шпата, но вблизи с гранитом гиперстен иногда обрастал моноклинным пироксеном, и по обоим этим минералам развивался биотит.

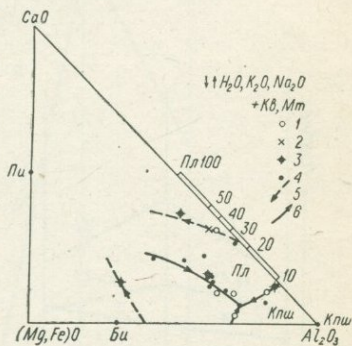


Рис. 32. Пути кристаллизации чарнокитовых гранитоидов I и III этапов [25].

1 — состав гранитов I этапа по данным табл. 7; 2 — то же, по литературным данным; 3 — состав гранитов III этапа по данным табл. 7; 4 — то же, по литературным данным; 5 — пути кристаллизации калиевых гранитоидов; 6 — то же, нормальных гранитоидов.

В зонах развития палингенно-метасоматических гранитоидов формирование белых пегматоидных гранитов за счет биотитовых гнейсов (пробы 1370 и, 1370к) сопровождалось привносом Si при выносе Na, Al, Fe, Mg при сравнительно инертном поведении K, Ca, Mn, Ti (см. рис. 33, 4, 5). Образование зеленовато-серых и буроватых биотитовых антипертитовых плагиогранитов за счет биотит-двупироксен-роговообманковых плагиоклазовых кристаллических сланцев (6—8) происходило в результате привноса Si, Al, Na, выноса Ti, Fe, Mn, Ca, Mg, H₂O при относи-

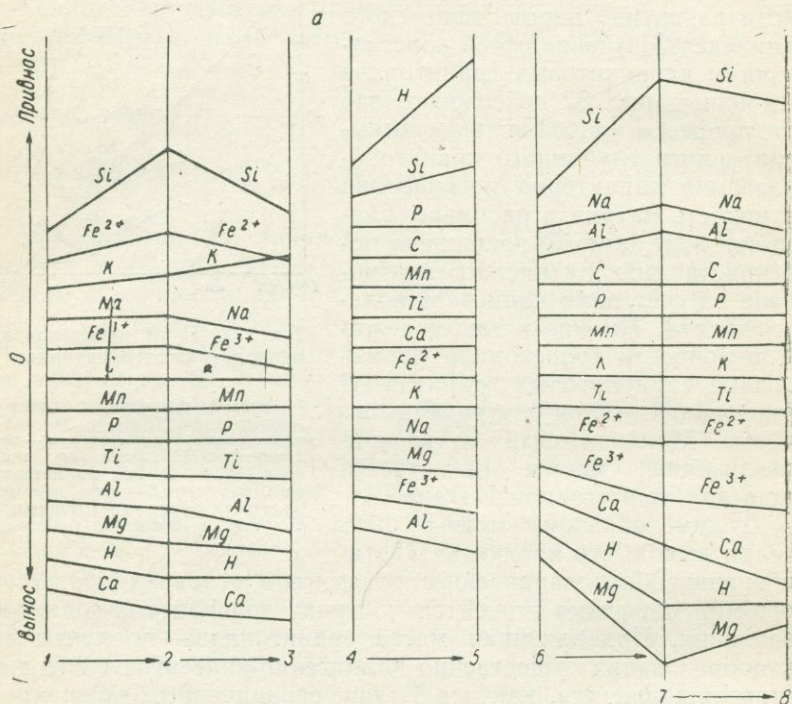


Рис. 33. Привнос-вынос элементов в процессе формирования гранитоидов III этапа в пределах Центральнoалданского района в результате палингенеза и внутрислоевого перераспределения элементов (№ 1—3) палингенно-метасоматического гранитообразования (№ 4, 5) и метасоматического плагиогранитообразования (№ 6—8).

Привнос-вынос элементов: а — из расчета на геометрический объем породы 10 000 Å³ (1 дел. = 10 атомам), б — в процентах по массе (1 дел. = 20%).

1 — биотит-гиперстен-авгитовый плагиогнейс (проба 1360б); 2 — интенсивно гранитизированный биотит-гиперстен-авгитовый плагиоклазовый кристаллический сланец (проба 1360г); 3 — гранит с реликтами пироксена и биотита (проба 1360в); 4 — биотитовый гнейс (проба 1370и); 5 — пегматоидный гранит (проба 1370к); 6 — гиперстен-роговообманковый плагиоклазовых кристаллический сланец (проба 1358а); 7 — буроватый биотитовый плагиогранит (проба 1358б); 8 — зеленовато-сероватый плагиогранит (проба 1358а). Результаты химического анализа, соответствующие номерам проб, и их стратиграфическая и географическая привязка приведены в табл. 7.

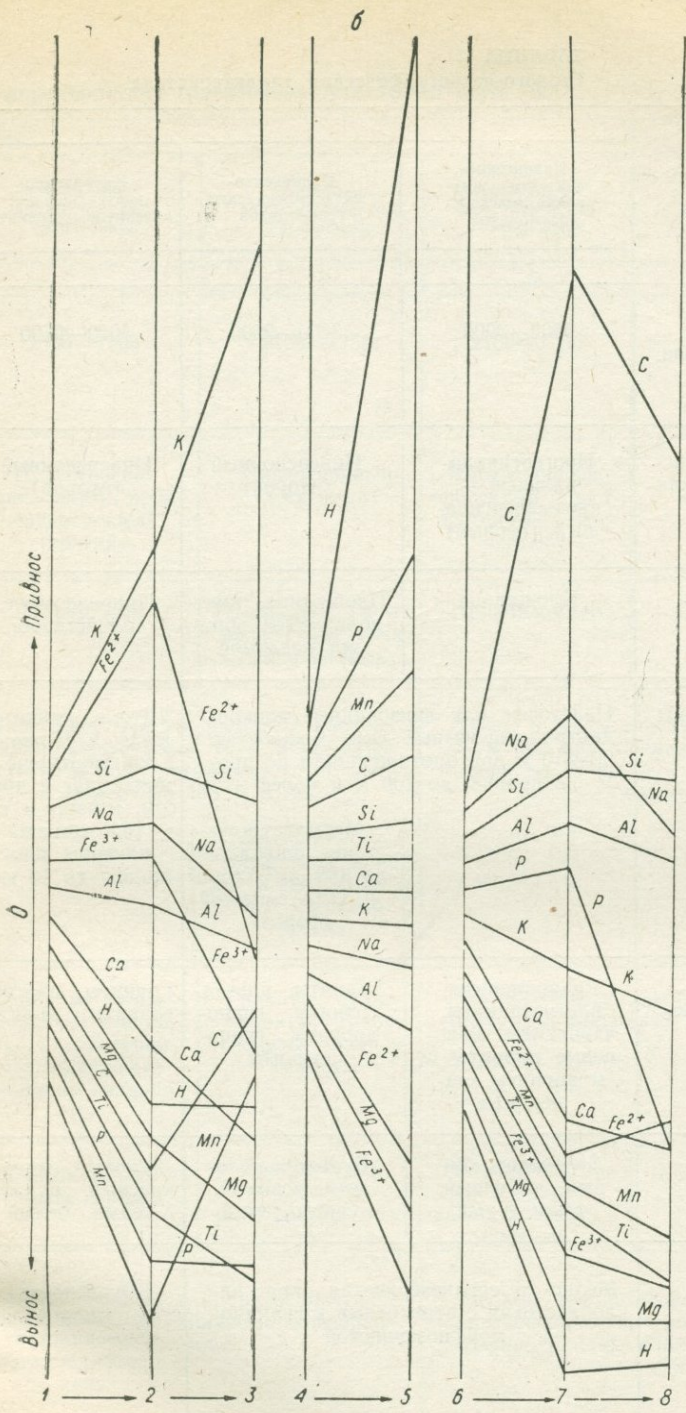


ТАБЛИЦА 11
Геолого-петрографическая характеристика

Признак	Ком		
	Палингенно-анатектических глиноземистых чарнокитов	Палингенно-метасоматических гранитоидов	Интрузивно-анатектических аляскитовых гранитов
	1	2	3
Радиологический возраст, млн. лет	3500—3000	3000—2600	3000—2600
Этап тектоно-магматического цикла	Прогеосинклинальный — предынверсионный (первый)	Инверсионный (второй)	Инверсионный (второй)
Распространение	Площадное	Площадное, контролируемое зонами разломов	Приразломное, площадное
Форма и размеры тел	Пластовые или линзовидные конкордантно-конформные тела мощностью 0,1—10 м при протяженности по простиранию до 100 м и более	Мигматит-плутоны площадью до 100 км ² , жилы и тела сложной формы	Штоки, дайки и жилы в сложных взаимоотношениях друг с другом, мигма- и интербудинаяж-плутоны площадью до 10 км ²
Петрографические разновидности	Гранодиориты, плагиограниты, чарнокиты, кварцевые диориты и монзониты, эндербиты	Граниты, плагиограниты, гранодиориты, граносиениты	Граниты, плагиограниты, аплиты
Цвет пород	Зеленовато-бурый, табачный, темно-серый	Буровато-розовый, розовый, светло-серый	Розовый, мясо-красный, розово-серый, белый
Структура	Мелко- и среднезернистая, кристаллобластовая с переходами к гипидиоморфнозернистой		Крупнозернистая, гипидиоморфнозернистая, протокластическая

докембрийских гранитоидов Алданского щита [26]

плекс

Палингено-анатектических гранитоидов	Палингено-метасоматических гранитоидов	Интрузивно-анатектических гранитоидов	Интрузивно-реоморфических гранитоидов
4	5	6	7
2500—2100	2100—1750	2100—1750	1750—1300
Протогеосин-клинальный, пред-инверсионный (третий)	Инверсионный (четвертый)	Инверсионный, орогенный, пост-орогенный (чет-вертый)	Орогенный, посторогенный
Площадное	Площадное, конт-ролируемое зона-ми разломов	Приразломное	Приразломное
Пластовые или линзовидные конкордантно-конформные тела мощностью 0,1—10 м при протяженности по про-стиранию до 100 м и более		Дайки и жилы мощностью от 0,5 до 30 м при протяженности по прости-ранию до 10 км, а в ряде случаев и больше	
		Мигматит-плу-тоны площадью до 10 км ² , жилы и тела сложной формы	
Граниты, грано-диориты, чарнокиты, плагиограни-ты, кварцевые диориты, эндерби-ты	Граниты, грано-диориты, грано-сиениты, плагио-граниты	Плагиограниты; двуслюдяные, грана-товые, турмалиновые граниты; апли-ты	
Белый, серый, темно-серый	Светло-серый, розовато-се-рый, белый, розо-вый	Розовато-серый, светло-серый, редко розовый и красный	Белый, розовато-серый
Мелко-, средне- и крупнозернистая с переходами к гипидиоморфнозерни-стой		Мелко-, среднезернистая, гипидио-морфнозернистая, протокластическая, порфириовидная, аллотриоморфнозер-нистая	

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 11

Признак	Ком		
	Палингено-анатектических глиноземистых чарнокитов	Палингено-метасоматических гранитоидов	Интрузивно-анатектических аляскитовых гранитов
	1	2	3
Текстура	Плоско- или линейно-параллельная		Массивная
Аксессуары минералы	Магнетит, ильменит, апатит, циркон, сфен		
	Шпинель, рутил	Моноцит, пирит, пирротин	
			Торит, уранинит
Условия формирования	$p_{\text{общ}} = 6 \div 11$ кбар (начиная с 2 кбар) $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1,5 \div 3,0$ кбар $T = 750 \div 1000^\circ\text{C}$	$p_{\text{общ}} = 5 \div 8$ кбар $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \div 2,5$ кбар $T = 680 \div 1000^\circ\text{C}$	$p_{\text{общ}} = 5 \div 7$ кбар $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1,5 \div 4$ кбар $T = 800 \div 950^\circ\text{C}$
Типичные примеры	Тела «послойных» гранитоидов в пределах иенгрского комплекса	Якут-Ыллымахский мигматит-плутон	Аянахский мигматит-плутон

тельной инертности К*. Вновь возникавший калиевый полевой шпат образовывался, по-видимому, за счет калия, освобождавшегося при замещении биотита и роговой обманки (частично и пироксена) — плагиоклазом, содержание анортитовой молекулы в котором сравнительно с плагиоклазом кристаллического сланца уменьшалось. В слабо гранитизированных и не гранитизированных кристаллических сланцах происходило обрастание гипертена и авгита роговой обманкой и биотитом.

* Так как характер гранитообразования III этапа, с одной стороны, имеет много общего с I этапом, а с другой — со II, то во избежание повторения вопросы геохимии и физической химии этих процессов не излагаются, а обобщенная характеристика их продуктов дана в табл. 11.

Палингено-анатектических гранитоидов	Палингено-метасоматических гранитоидов	Интрузивно-анатектических гранитоидов	Интрузивно-реоморфических гранитоидов
4	5	6	7
Плоско- или линейно-параллельная		Массивная, флюидальная	
	Монацит, ксенотим, пирит	Ортит	
Шпинель, рутил			Торит, уранинит
$p_{\text{общ}}=6\div 11$ кбар (начиная с 2 кбар) $p_{\text{H}_2\text{O}}=1,5\div 3$ кбар $T=725\div 950^\circ\text{C}$	$p_{\text{общ}}=5\div 8$ кбар $p_{\text{H}_2\text{O}}=1\div 2,5$ кбар $T=680\div 1000^\circ\text{C}$	$p_{\text{общ}}=3\div 8$ кбар $p_{\text{H}_2\text{O}}=1\div 3,5$ кбар $T=650\div 1000^\circ\text{C}$	$p_{\text{общ}}=4\div 7$ кбар $p_{\text{H}_2\text{O}}=0,5\div 3,5$ кбар $T=700\div 1000^\circ\text{C}$
Тела «послойных» гранитоидов в пределах типтонской и джелтулинской серий	Тавитчакский мигматит-плутон	Гранитоиды Алдакай-Нерчинской зоны разломов	Гранитоиды Амутской зоны разломов

§ 4. Гранитообразование IV (ранне-среднепротерозойского) этапа

Характер проявления IV этапа гранитообразования в разных частях Алданского щита различный. Для выявления характерных элементов сходства и различия в его проявлении рассмотрим наиболее контрастные по генезису, но разновозрастные по времени проявления продукты IV этапа, которые развиты в пределах Центральноалданского и Тыркано-Учурского районов Алданского щита.

В пределах краевых частей Алданского щита, сопредельных с зоной Становика — Джугджура (Гономо-Учурский блок) гра-

нитообразование IV этапа накладывалось на раннепротерозойские существенно палингенно-анатектические гранитоиды, приводя к образованию палингенно-метасоматических (рис. 34) и интрузивно-анатектических гранитоидов [360]*, морфологически и по составу сходных с гранитоидами II этапа, развитыми в

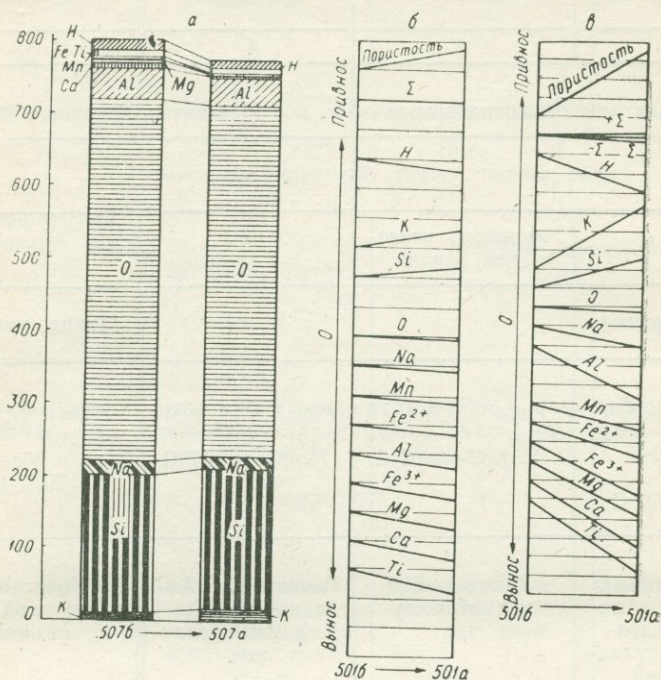


Рис. 34. Привнос-вывнос химических компонентов и изменение общей пористости в процессе формирования палингенно-метасоматических биотитовых гранатов содержащих гранитов (проба 501а) за счет силлиманитсодержащих биотит-гранатовых гнейсов (проба 501б) в пределах желтулинской серии Тыркано-Учурского района в области сочленения Алданского щита и Джугджуростановой складчатой зоны (IV этап).

Привнос-вывнос элементов: а — из расчета на геометрический объем породы 10 000 л³; б — то же, но 1 дел.=20 атомам; в — в процентах по массе (1 дел.=20%).

пределах иенгрского комплекса [363]. Гранитоиды IV этапа развиты в пределах тимптоно-желтулинского комплекса Тыркано-Учурского района (см. рис. 1, IV; табл. 1), по составу и текстурно-структурным особенностям подобны жильному кварц-полевошпатовому материалу мигматитов, но имеют иные взаи-

* С интрузивно-анатектическими гранитоидами в пределах сутамской свиты генетически связаны тела биотитовых пегматоидных пород и пегматитов, представляющих собой крупно- и гигантозернистые образования серого, светло-серого и белого цвета с неравномернозернистой массивной текстурой, калий-аргоновый возраст которых, по данным А. С. Филиппова, 1700—1900 млн. лет.

моотношения с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами, которые рассмотрены в работе [360]. Развитие IV этапа гранитообразования в пределах Тыркано-Учурского района происходило в процессе интенсивных складчатых и разрывных дислокаций. Интенсивность гранитообразования весьма неравномерна и незакономерна, будучи в значительной мере обусловленной характером тектонической проработки докембрийского субстрата, а само гранитообразование происходило в сложных термодинамических условиях, сходных с таковыми для II этапа, поэтому подробно этот вопрос не рассматривается. Результатом указанного процесса явилось образование минеральных, обычно неравновесных, парагенезисов амфиболитовой фации, целиком заместивших ранние парагенезисы или содержащих отдельные реликты их минералов.

В процессе IV этапа гранитообразования, так же как и II этапа, можно выделить четыре стадии: первая — образование серых, розовых, красных кварцевых диоритов — плагиогранитов; вторая — образование серых, белых, розовых и красных гранодиоритов — гранитов; третья — белых и красных аляскитовых и щелочных аляскитовых гранитов; четвертая — белых и красных пегматитов и пегматоидных гранитов.

Специфические особенности минерального состава и окраски гранитоидов отражают состав среды, в пределах которой происходило образование гранитоидов, а не обусловлены разновозрастностью гранитоидов или обесцвечиванием магмы красных аляскитовых гранитоидов в результате ассимиляции ею известковистых и глиноземистых пород. Особенности генезиса рассматриваемых гранитоидов обусловили чрезвычайно сложные взаимоотношения этих пород между собой: в одних случаях серые и белые гранитоиды прорваны розовыми и красными, в других — тела последних прорваны белыми и иногда серыми гранитоидами.

В пределах внутренних частей Алданского щита (Тимптоно-Алданский блок) гранитоиды IV этапа пространственно тяготеют к зонам разрывных нарушений в толще пород иенгского комплекса (см. табл. 1). Эти зоны имеют древнее позднерехейское заложение и неоднократно подновлялись как в протерозое, так и в фанерозое. Размеры таких зон достигают по мощности от нескольких метров до 3—7 км и по простиранию от сотен метров до 40 км, а в ряде случаев и больше — до 100 км. В пределах Алдано-Тимптонского междуречья установлено шесть таких зон, насыщенных телами интрузивно-анатектических и генетическими и (или) парагенетически с ними связанными метасоматических гранитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов рассматриваемого этапа [26, 363]: Федоровская, Леглиерская, Алдакай-Неричинская, Усть-Унгринская, Амутская, Нижнечугинская, Южная, Соксолохская, Юкунгринская и др. Эти зоны имеют широтное или северо-западное простирание, круто пада-

ют на север или северо-восток и представляют собой пучки взаимно параллельных разрывных нарушений типа диоклазов или мелкоамплитудных сбросов. В пределах зон наряду с брекчированием и милонитизацией различных образований широко проявлены пластические деформации с образованием структур, будинажа, складок волочения, гофрировки пластов. Эти деформации на участках развития легкоплавких пород достигали интенсивности реоморфического процесса и приводили вплоть до интрузивного реоморфизма гранитоидного материала.

При этом на ранней стадии IV этапа преобладали существенно интрузивно-анатектические, а на поздней стадии (среднепротерозойской) — интрузивно-реоморфические гранитоиды и связанные с ними кварц-полевошпатовые метасоматиты [25]. Формирование этих пород связывается с отголосками инверсионно-складчатых этапов новых ранне-среднепротерозойского (тимптон-станового) и среднепротерозойского (джугджуро-станового) тектоно-магматического циклов, проявившихся в пределах зоны Становика — Джугджура [371, 386].

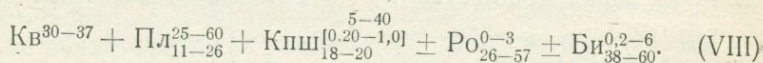
Гранитоиды IV этапа в большинстве своем находятся ниже уровня современного эрозионного среза, проявляются на повышенных, водораздельных участках в виде маломощных жил биотитовых и аляскитовых гранитов, пегматитов и аплитов (вершина Алдан-Тимптонского водораздела) и возрастают количественно и размерно с увеличением глубины залегания — глубокие врезы долин рек Тимптон, Алдан, Унгра, Амедици, будучи представленными в пределах последних плагигранитами и биотитовыми гранитами.

Помимо вертикальной зональности в распределении рассматриваемых гранитоидов имеет место также горизонтальная зональность, проявленная в плоскости современного эрозионного среза в том, что с удалением от Становой зоны уменьшается количество интрузивных тел и их размеры. Северная граница распространения гранитоидов IV этапа совпадает с северной границей кристаллического щита, свободного от чехла нижнекембрийских отложений, но заметное уменьшение их количества, согласно данным Г. М. Беляева, начинается с параллели р. Чомполо на западе и р. Б. Ыллымах на востоке. Исчезновение гранитов при переходе через указанную параллель следует связывать с погружением верхней границы фронта палингено-метасоматического гранитообразования на большую глубину.

Преимущественная форма интрузивных тел — жилы и дайки мощностью от долей метра до 30—35 м при протяженности по простиранию до нескольких сотен метров. Редко встречаются штоки, размеры их в поперечнике обычно не превышают 200—300 м, форма изометричная или слабо вытянутая в направлении простирания зоны локализации. Контакты интрузивных тел с боковыми породами ровные, плоские, часто взаимно параллельные. От более крупных тел в сторону висячего бока под крутым уг-

лом нередко отходят маломощные апофизы. Сцепление интрузивных пород с боковыми плотное. Вещественный состав рассматриваемых гранитоидов имеет двойственную природу.

1. В интрузивно-анатектических разновидностях преобладают минералы, выкристаллизовавшиеся из перемещенного магматического расплава с небольшой примесью ксеногенного материала (биотита, роговой обманки), а все разнообразие минерального состава этих гранитоидов может быть представлено парагенетическим рядом [25].



2. В интрузивно-реоморфических разновидностях преобладают ксенокристаллы недоплавленного субстрата (полевые шпаты, пироксены, биотит), сцементированные новообразованной силической массой эвтектического состава или минералами стадии автометасоматизма (мусковит, хлорит, турмалин).

Субстратом, в различной степени переплавленным, в обоих случаях являлись разнообразные докембрийские гранитоиды. По особенностям минерального состава среди них различаются гранодиориты, плагиограниты, биотитовые, биотит-амфиболовые, двуслюдяные граниты и аплиты. Сравнительно редко встречаются турмалиновые и гранатовые граниты и пироксеновые граносиениты. Минеральные ассоциации гранитоидов IV этапа тождественны таковым, установленным в интрузивно-анатектических и интрузивно-реоморфических гранитоидах II этапа. Сходны и температуры образования этих двух групп пород (см. табл. 11 [25]).

Несколько несхожи лишь пути кристаллизации сравниваемых образований. Как видно из рис. 35, конечные составы интрузивно-анатектических гранитоидов IV этапа отличаются большим разнообразием и рассредоточены вдоль котектических линий, характеризующих всю совокупность состояний гаплогранитной системы нормального типа щелочности. В области тройного минимума *E* скопление фигуративных точек менее плотное, чем это установлено для интрузивно-анатектических гранитоидов II этапа (см. рис. 29). Другой особенностью поздних интрузивных образований является сужение полей кристаллизации биотита и особенно калиевого полевого шпата при эквивалентном расширении полей кристаллизации роговой обманки и плагиоклаза, что указывает на более низкую активность калия по сравнению с натрием в процессе гранитообразования IV этапа. Этот вывод подтверждается также результатами сравнительного петрохимического изучения разновозрастных гранитоидов Алданского щита, согласно которым интрузивно-анатектические граниты IV этапа отличаются по химическому составу от подобных гранитов II этапа повышенным содержанием кальция (см. табл. 5, № 3 и 7), а интрузивно-реоморфические гранитоиды

ды — повышенным содержанием как кальция, так и натрия и пониженным калия (см. табл. 5, сравнить № 2—5 и 6 с № 9).

Для IV этапа, кроме развития ранне-среднепротерозойских интрузивно-анатектических и среднепротерозойских интрузивно-реоморфических гранитоидов, характерен также качественно новый процесс кремне-калиевого, кремне-кали-натриевого метасоматизма и метасоматической гранитизации, развитый в зонах крупных разрывных нарушений, в частности в зонах милонитов. В таких зонах мощностью от 0,5 м до 0,5—1 км, в пределах по-

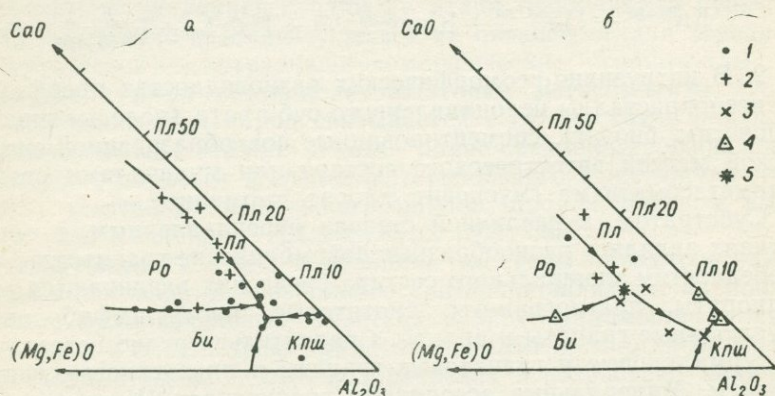


Рис. 35. Пути кристаллизации гранитоидов IV этапа [25].

а — интрузивно-анатектических; б — интрузивно-реоморфических.

1 — биотит-амфиболовые граниты, 2 — плагιοграниты, 3 — двуслюдяные граниты, 4 — турмалинсодержащие граниты, 5 — аплиты (при тех же условиях, что и на рис. 29).

род иенгрского комплекса образовывались розовые и красные, а в пределах пород тимптоно-джелтулинского комплекса — розовые, красные, серые и белые очковые аляскитовые пегматоидные породы, а также средне- и крупнозернистые метасоматические граниты.

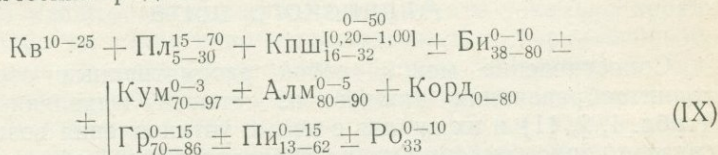
В ряде зон разломов розовые и красные пегматоидные граниты и граниты настолько интенсивно переработали вмещающие породы, что наличие самих зон милонитов устанавливается с большим трудом, а нередко и вовсе не устанавливается. В этом случае такие граниты совершенно неотличимы от гранитов — продуктов палингенно-метасоматического гранитообразования II этапа, особенно в случае, когда метасоматические граниты развиты по каким-либо гранитоидным массивным породам и когда и те, и другие локализованы в пределах пород иенгрского комплекса, например в пределах Учурского горста (данные В. И. Степанова, Ю. А. Альбова и А. П. Глушкова). По-видимому, часть аляскитовых гранитов, приуроченных к таким зонам разломов, имеет и интрузивную природу. Но и в этом случае они генетически связаны с процессами палингенно-метасоматического гранитообразования IV этапа, которые проходили на не-

вскрытых эрозией глубинах в пределах территории, отвечающей центральной части Алданского щита. Парагенетически такие интрузивные гранитоиды связаны с продуктами метасоматической гранитизации и кремне-калиевого метасоматизма, локализованными нередко в этих же зонах разломов и также обусловленными проявлениями палингенно-метасоматического гранитообразования [363].

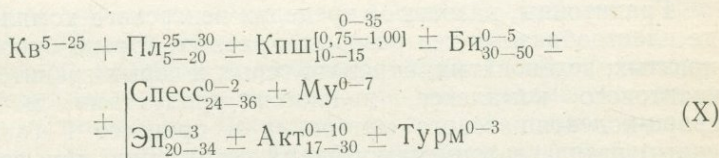
Развитие метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма в зонах милонитов, как и самой милонитизации, проходило в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, о чем свидетельствует устойчивость биотита, роговой обманки и моноклинного пироксена в этих зонах, а на более поздних стадиях и при более низких температурах — эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

При этом намечается определенная взаимосвязь проявления продуктов кремнещелочного метасоматизма с ранее рассмотренными комплексами интрузивных гранитоидов IV этапа [25]:

1. С ранне-среднепротерозойским комплексом существенно интрузивно-анатектических гранитоидов генетически и парагенетически ассоциируют породы формации кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов [381], которые могут быть отражены парагенетическим рядом



2. Со среднепротерозойским комплексом интрузивно-реоморфических гранитоидов генетически и парагенетически ассоциируют породы формации кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов [381], которые могут быть представлены парагенетическим рядом



Большое разнообразие состава продуктов кремнещелочного метасоматизма определялось как давлением, температурой и щелочностью среды минералообразования, так и составом исходных пород. Более детальная характеристика рассматриваемых метасоматитов приведена в работе [25].

Метасоматические граниты, кварц-калиевополевошпатовые метасоматиты и генетически и пространственно связанные с ними инъекционные пегматиты содержат большое количество акцессорных радиоактивных минералов: ортит, циркон, сфен, то-

рит, малакон, уранинит, монацит. Из других аксессуарных минералов развиты: шпинель, апатит, магнетит, гранат, ильменит, пирит, флюорит и некоторые породообразующие минералы (авгит, диопсид, роговая обманка, гиперстен, биотит).

Результаты спектральных, люминесцентных и радиохимических анализов метасоматических гранитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов и данные их статической обработки [453] свидетельствуют о привносе в процессе кремнещелочного метасоматизма Th, U, Zr, F, S, Mo, Pb, Ag, Be, TR и других элементов. Эти данные находятся в согласии с результатами исследований закономерностей распределения аксессуарной минерализации в продуктах кремнещелочного метасоматизма на различных стадиях его [382]. При этом устанавливается также самостоятельное метасоматическое развитие в зонах милонитов оранжита, малакона, сфена, циркона, ортита, одновременное и пространственно совмещенное с продуктами кремне-калиевого метасоматизма или несколько оторванное от него во времени (более позднее), хотя и очень близкое.

§ 5. О взаимосвязи процессов гранитообразования в пределах Алданского щита

Сопоставление между собой рассмотренных особенностей гранитообразования каждого из четырех выделенных этапов (табл. 1, 2, 11) и их анализ с целью установления возможностей связи с сопровождавшими их геологическими событиями позволило сделать ряд важных заключений [363, 369, 371, 383].

1. Докембрийские гранитоиды Алданского щита в значительной мере являются продуктами многократной мобилизации вещества в результате неоднократно развивавшихся процессов гранитообразования.

Гранитоиды, развитые в пределах иенгского комплекса в виде пластобразных тел розовых, красных, бурых, буровато-зеленоватых, зеленоватых, буровато-серых и серых гранитоидов чарнокитового комплекса, являются продуктами мобилизации кварц-полевошпатового материала в процессе I (раннеархейского) этапа ультраметаморфизма погружения примерно 3500—3000 млн. лет назад в результате проявления существенно метаморфогенного и палингенно-анатектического гранитообразования и затем уже повторно в результате проявления подобных же процессов III (раннепротерозойского) этапа примерно 2500—2100 млн. лет назад.

Некоторые из этих гранитоидов испытали частичную мобилизацию, и в процессе развития палингенно-метасоматического гранитообразования II (позднеархейского) этапа примерно 3000—2600 млн. лет назад в условиях ультраметаморфизма воз-

дымания возникли розовые, красные, мясо-красные и частично серые палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические гранитоиды, локализованные в пределах иенгрского комплекса. Эти гранитоиды в большинстве своем были также повторно мобилизованы в III этапе в условиях ультраметаморфизма погружения примерно 2500—2100 млн. лет назад. Некоторые из них испытали частичную, но обычно очень незначительную по масштабам, сугубо локальную и приуроченную к зонам разломов мобилизацию в процессе IV (ранне-среднепротерозойского) этапа около 2100—1750 млн. лет назад в результате явлений реоморфизма, метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма, а в отдельных участках и в процессе проявления среднепротерозойского реоморфизма и кремнещелочного метасоматизма в пределах зон разломов в интервале 1750—1300 млн. лет назад.

Гранитоиды, развитые в пределах тимптоно-джелтулинского комплекса в центральной части Алданского щита в основном в виде пластообразных тел, являются продуктами мобилизации кварц-полевошпатового материала в процессе палингенно-анатектического гранитообразования III этапа в условиях ультраметаморфизма погружения, развивавшегося примерно 2500—2100 млн. лет назад, но в ряде случаев, хотя и в очень незначительных по масштабам размерах, в результате локально проявленных процессов палингенно-метасоматического гранитообразования. И лишь в отдельных зонах крупных тектонических нарушений, главным образом в зонах милонитов, мощностью от нескольких десятков и сотен метров до 1—1,5 км имела место повторная мобилизация материала рассматриваемых гранитоидов. Эта мобилизация осуществлялась в процессе и под воздействием кремне-калиевого, кремне-кали-натриевого и кремне-натриевого метасоматизма, связанного с метасоматической гранитизацией IV этапа в интервале 2100—1750 млн. лет назад, а частично и в результате еще более поздних явлений реоморфизма и кремнещелочного метасоматизма в среднем протерозое — примерно 1750—1300 млн. лет назад.

Гранитоиды, развитые в пределах пород тимптоно-джелтулинского комплекса периферических частей Алданского щита вблизи зоны Становика — Джугджур в виде согласных с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами пластообразных тел и горизонтов, возникли, как и в центральных частях щита, в результате III этапа в процессе палингенно-анатектического гранитообразования в условиях ультраметаморфизма погружения примерно 2500—2100 млн. лет назад. Позднее, в IV этапе в условиях ультраметаморфизма воздымания около 2100—1750 млн. лет назад эти гранитоиды испытали в большей или меньшей степени мобилизацию и в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования. Результатом этой повторной мобилизации явилось формирование тел палингенно-метасома-

тических, интрузивно-анатектических и интрузивно-реоморфических гранитоидов.

2. Выделенные этапы гранитообразования могут быть объединены в два крупных тектоно-магматических цикла*, отвечающих определенному тектоническому развитию территории современного Алданского щита в раннем докембрии: архейский — иенгрский цикл (3500—2500 млн. лет) и ранне-среднепротерозойский — тимптоно-становой цикл (2500—1750 млн. лет). [369, 371, 386]. В каждом цикле первый этап гранитообразования и ультраметаморфизма (I и III этапы) отвечал времени максимального прогибания области вулканизма и осадконакопления и началу перехода нисходящих колебательных движений компенсированного типа (согласно терминологии М. М. Тетяева [457]) в восходящие. Второй этап гранитообразования в каждом тектоническом цикле (II и IV этапы) отвечал времени максимума и конца складчатой активности в пределах «древней геосинклинальной» (про- и протогеосинклинальной, согласно номенклатуре К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова [499]) области в условиях развития многочисленных разрывных нарушений.

Заключение Н. Г. Судовикова и его сотрудников о наличии двух эпох ультраметаморфизма и гранитообразования в пределах Алданского щита [328, 445, 447], сделанные на основе изучения продуктов железно-магнезиально-кальциевого метасоматоза [70, 444] и их взаимоотношений с гранитоидами, находят подтверждение и в иных геологических наблюдениях и сопоставлениях. Не касаясь достаточно полемического вопроса о сложности и генетическом разнообразии продуктов Fe—Mg—Ca-метасоматоза [27, 70, 117, 169, 238, 279, 287, 488 и др.], следует отметить, что возможность и вероятность генетической связи, по крайней мере некоторых железорудных и флогопитовых рудопроявлений и диопсидовых жил с процессами Fe—Mg—Ca-метасоматизма, являющегося проявлением фронта базификации, вполне реальна [25, 27].

Исходя из анализа гранитообразования выделенных этапов, можно с уверенностью сказать, что процессы базификации предшествовали в пространстве процессам палингенно-метасоматического гранитообразования II этапа. Следовательно, во времени они могли проявиться при каких-то пока еще не установленных условиях перед развитием процессов палингенно-метасоматического гранитообразования II этапа как при наступлении его фронта (прогрессивная стадия), так и после его отступления — на большие глубины (регрессивная стадия).

* Не исключена возможность существования и более древних продуктов гранитообразования, связанных с проявлением гипотетического верхнеалданского тектоно-магматического цикла [371]. Однако гранитоиды этого цикла при современном уровне исследований не могли быть выделены среди продуктов ранне-позднеархейского гранитообразования.

Таким образом, I этап гранитообразования и ультраметаморфизма целиком соответствует первой эпохе ультраметаморфизма Н. Г. Судовикова, а III этап — второй его эпохе. Продукты II этапа палингенно-метасоматического гранитообразования и ультраметаморфизма частично попадают в первую, а частично во вторую эпохи выделявшиеся Н. Г. Судовиковым (подробнее см. [363]).

3. Процессы гранитообразования в пределах Алданского щита характеризовались сложными термодинамическими условиями. В I этап гранитообразования породы иенгрского комплекса испытали прогрессивный метаморфизм пироксен-роговообманковой субфации гранулитовой фации в условиях ультраметаморфизма погружения* (см. табл. 11, № 1). II этап гранитообразования имел регрессивный характер и шел с образованием минеральных ассоциаций среднетемпературных субфаций амфиболитовой фации в условиях ультраметаморфизма воздымания, контролируясь зонами нарушений сплошности и разрывных нарушений (см. табл. 11, № 2 и 3). III этап гранитообразования имел прогрессивный характер и проходил вновь в условиях пироксен-роговообманковой (тимптонской) субфации гранулитовой фации и ультраметаморфизма погружения (см. табл. 11, № 4). IV этап метаморфизма и гранитообразования имел регрессивный характер в условиях амфиболитовой фации. Он выразился в развитии продуктов метасоматической гранитизации, кремнещелочного метасоматизма и интрузивно-анатектических гранитоидов в пределах центральной части Алданского щита (см. табл. 11, № 5), в то время как в периферической части щита, сопредельной с зоной Становика — Джугджура, продукты IV этапа представлены главным образом палингенно-метасоматическими и интрузивно-анатектическими и в резко подчиненной степени метасоматическими гранитоидами. Незначительное проявление продуктов палингенно-метасоматического гранитообразования, а местами и полное их отсутствие в пределах Центральноалданского района свидетельствуют о быстрой смене этапа погружения этапом воздымания; последний характеризовался значительной скоростью и амплитудой, обусловившими кратковременность проявления условий ультраметаморфизма воздымания. Развитие среднепротерозойских интрузивно-реоморфических гранитоидов (см. табл. 11, № 6), по-видимому, связано с развитием в сопредельной зоне Становика — Джугджура нового среднепротерозойского джугджуро-станового цикла [369, 371].

* Для пород верхнеалданской свиты, прогрессивно метаморфизованной в процессе верхнеалданского цикла [369, 371] в условиях гиперстен-ортоклаз-кордиеритовой субфации гранулитовой фации ($T \approx 800 \div 850^\circ \text{C}$, $p \leq 11$ кбар) [12] раннеархейский метаморфизм является повторным.

Гранитообразование и гранитизация в пределах хр. Джагды-Тукурингра

Хр. Джагды-Тукурингра представляет собой интереснейший геологический объект в силу своего положения в одной из тектонически активных зон — зоне смятия Джагды-Тукурингрского поднятия. Такое его положение обусловило выход на дневную поверхность в пределах сравнительно узкого поднятия разнообразных по возрасту и степени регионального метаморфизма комплексов пород, широкое проявление очень сложных по морфологии и характеру развития разрывных нарушений и генетически и пространственно связанного с ними динамического метаморфизма (рис. 36). Этой же причиной вызвано и широкое распространение различных по возрасту и составу щелочноземельных интрузивных и вулканогенных пород, а также проявление кремне-калиевого, кремне-кали-натриевого и кремне-натриевого метасоматизма и окварцевания, контролируемых зонами разрывных нарушений. Указанные явления, изученные автором в процессе составления геологического разреза по р. Зее (рис. 37, 38) и дополненные сведениями, полученными в результате работ Л. М. Алексеева, А. В. Савицкого и геологов Дальневосточного геологического управления (Ю. П. Рассказов, В. С. Федоровский и др.), в той или иной степени были уже рассмотрены [364, 376, 378, 379], а в последнее время дополнены результатами исследований, изложенных в работах [112, 202, 205].

Наиболее древними породами исследованной части хребта, непосредственно примыкающими к Зейскому разрезу, являются плагиогнейсы и плагиоклазовые кристаллические сланцы усть-гилюйского комплекса (по Н. П. Саврасову), или усть-гилюйской серии (по терминологии Ю. П. Рассказова, В. С. Федоровского и др.) нижнепротерозойского возраста [161, 351]. Породы усть-гилюйской серии общей мощностью порядка 5800—6300 м, по данным В. Н. Мошкина, Ю. П. Рассказова и В. С. Федоровского могут быть отнесены к становому комплексу нижнего протерозоя [161, 281, 282]. В пределах изученного разреза по р. Зее породы усть-гилюйского комплекса были разделены на две толщи, которые впоследствии Ю. П. Рассказов и В. С. Федоровский

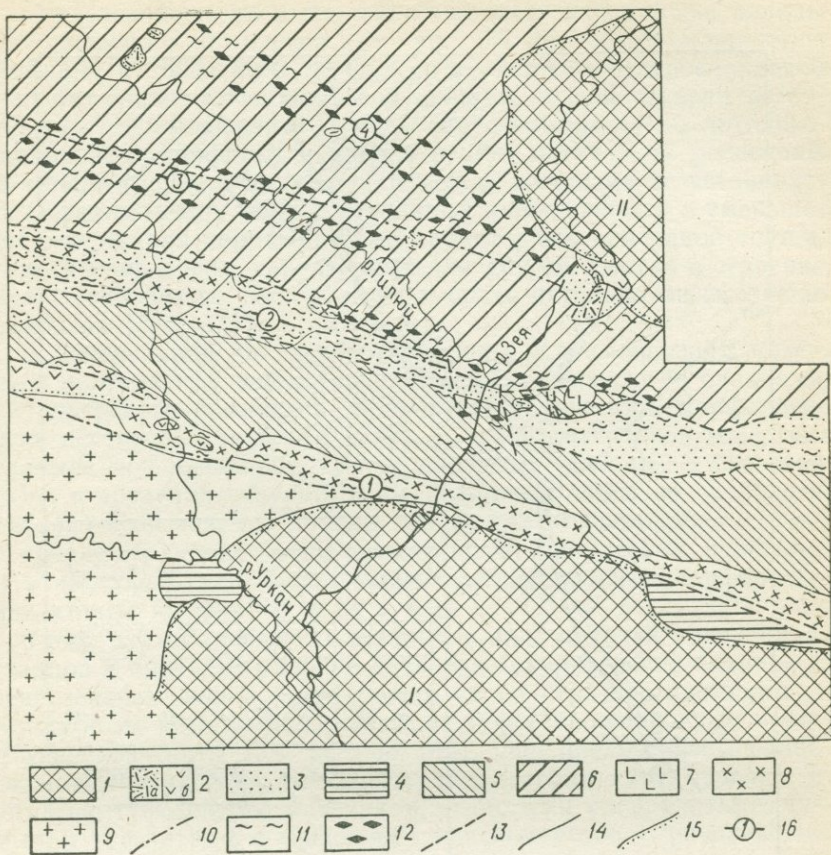


Рис. 36. Геолого-структурная схема зон глубинных разломов района хр. Джагды-Тукурингра [379].

1 — палеоген-неогеновые и четвертичные рыхлые отложения, нерасчлененные (1 — Нижнезейская депрессия; II — Верхнезейская депрессия); 2 — меловые вулканогенные образования (а — кислого состава, преимущественно туфы, б — среднего состава, преимущественно эффузивы); 3 — верхнеюрские — нижнемеловые терригенные отложения (песчаники, алевролиты, конгломераты); 4 — среднедевонские терригенные, карбонатно-терригенные и вулканогенно-терригенные образования (песчаники, кварциты, известняки, глинистые и известково-глинистые сланцы, спилиты, порфириты и т. д.); 5 — протерозойские вулканогенно-осадочные образования (метаморфические сланцы тукурингского комплекса); 6 — нижнепротерозойские гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и ультраметаморфогенные образования станового комплекса; 7 — мезозойские габбро и габбро-диориты; 8 — нижнепалеозойские диориты, кварцевые диориты, габбро и габбро-диориты зейско-депского интрузивного комплекса («пиканские диориты»); 9 — нерасчлененные палеозойские (преимущественно верхнепалеозойские) гранитоиды; 10 — современные контуры хр. Тукурингра-Соктахин (Джагды-Тукурингское поднятие); 11 — интенсивное рассланцевание и милопитизация горных пород; 12 — проявление калиевого и кремне-калиевого метасоматизма; 13 — разрывные нарушения; 14 — интрузивные и согласные стратиграфические контакты; 15 — несогласные стратиграфические контакты; 16 — зоны глубинных разломов (цифры в кружках): 1 — Южно-Тукурингский, 2 — Усть-Гилуевский, 3 — Золотогорский, 4 — Инарогдинский.

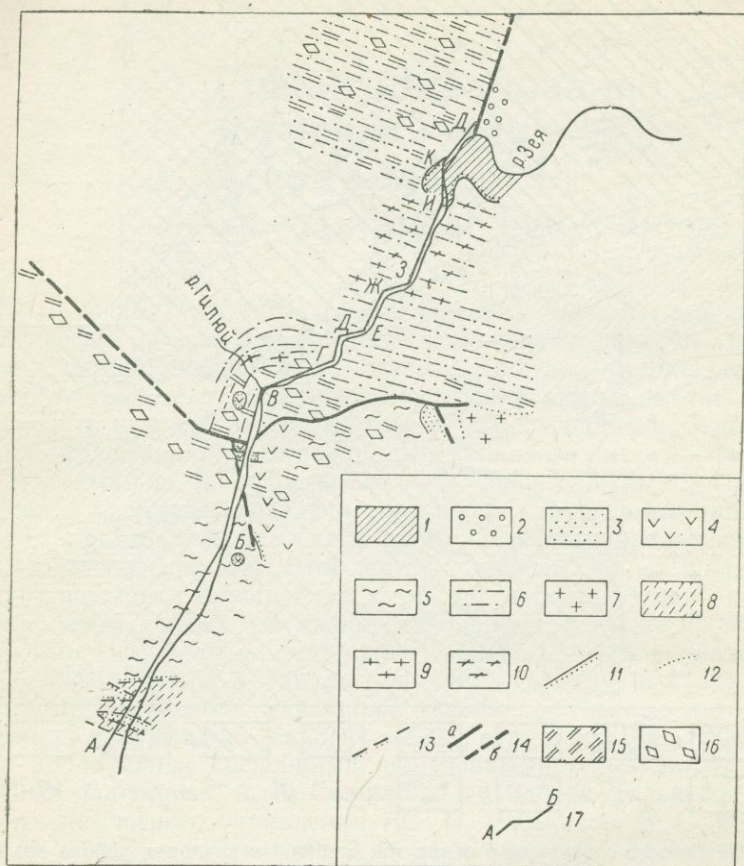


Рис. 37. Схематизированная геологическая карта по линии разреза через хр. Джагды-Тукурингра (по р. Зее) [378].

1 — третичные и четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — осадочные верхнеюрские — нижнемеловые отложения (конгломераты и песчаники); 3 — осадочно-терригенные отложения с примесью вулканогенного материала (филлиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, туффиты, Mz_1); 4 — диоритовые порфириты среднезейского комплекса; 5 — породы тукурингрского комплекса ($Pt?$); 6 — гнейсы и амфиболиты (Pt_1); 7 — диориты мезозойского интрузивного комплекса (Mz_2); 8 — габбро, габбро-диориты, мионитизированные диориты зейско-депского интрузивного комплекса ($Pz?$); 9 — палингенно-метасоматические плагиограниты и кварцевые диориты; 10 — плагиогнейсы и кристаллические сланцы с незначительным развитием палингенно-метасоматических гранитоидов; 11 — граница несогласного залегания отложений, предполагаемая; 12 — линия эруптивного контакта; 14 — разломы, зоны дробления и брекчирования (a — установленные, б — предполагаемые); 15 — зоны мионитизации; 16 — кварц-микроклиновые и кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты зон мионитов; 17 — линия разреза.

выделили под названиями арбинской* и мотовинской свит** (см. рис. 38), детально рассмотренных ранее.

Стратиграфически выше залегают метаморфические сланцы тукурингрского комплекса (см. рис. 37, 38) общей мощностью примерно в 7500—8000 м. Они соответствуют зеленосланцевой и альбит-эпидот-амфиболитовой фациям низкой степени регионального метаморфизма. Породы этого комплекса по литолого-фациальному признаку в районе р. Зеи могут быть разделены на четыре толщи, резких границ между которыми не установлено. Переход между ними постепенный и заключается в уменьшении содержания пород, наиболее характерных для одной толщи, и увеличении пород, характерных для другой. Состав и строение толщ отражены на рис. 37 и 38 и более детально рассмотрены в работах [378, 379].

В центральной части хребта породы усть-гилюйского комплекса повсеместно контактируют с метаморфическими сланцами тукурингрского комплекса. Контакт тектонический, морфологически достаточно сложный [379]. В этой контактовой зоне, выделяемой под названием «Усть-Гилюйский разлом», в бассейне р. Зеи в пределах тукурингрских сланцев и частично в области плагиогнейсов развиты породы среднезейского комплекса условно средне-верхнепалеозойского возраста: диоритовые порфириды и их туфы, реже субвулканические диоритовые порфириды, андезитовые порфириды и их туфы.

Вдоль Усть-Гилюйского разлома в виде цепочки эрозионных останцов в пределах районов развития тукурингрских сланцев и среднезейских пород, перекрывая их со стратиграфическим и структурным несогласием, залегают туфогенно-осадочные породы уганской свиты (см. рис. 38, Mz). Они представлены слабо метаморфизованными песчаниками, алевролитами, нередко с примесью туфогенного материала, углистыми алевролитами, туфами и туффитами с прослоями конгломератов с расплюсненными гальками.

§ 1. Ультраметаморфогенное гранитообразование

Плагиогнейсы и кристаллические сланцы обычно переслаиваются с серыми и светло-серыми существенно кварц-плагиоклазовыми породами, образуя как грубополосчатые, так и тонкопо-

* Согласно [112, 202], породы этой свиты первоначально метаморфизованы в пироксен-роговообманковой субфации гранулитовой фации и выделяются под названием усть-гилюйской толщи, или серии (см. рис. 38, Pt^a), сопоставляемой с алданским археем. В дальнейшем они претерпели, по этим данным, диафорез в условиях амфиболитовой фации.

** Породы средних и верхних частей усть-гилюйского комплекса (мотовинская и минжакская свиты), согласно [112, 202], выделяются как зейская толща (см. рис. 38, Pt^b), породы которой метаморфизованы в силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации и сопоставимы, по этим данным, со становым комплексом.

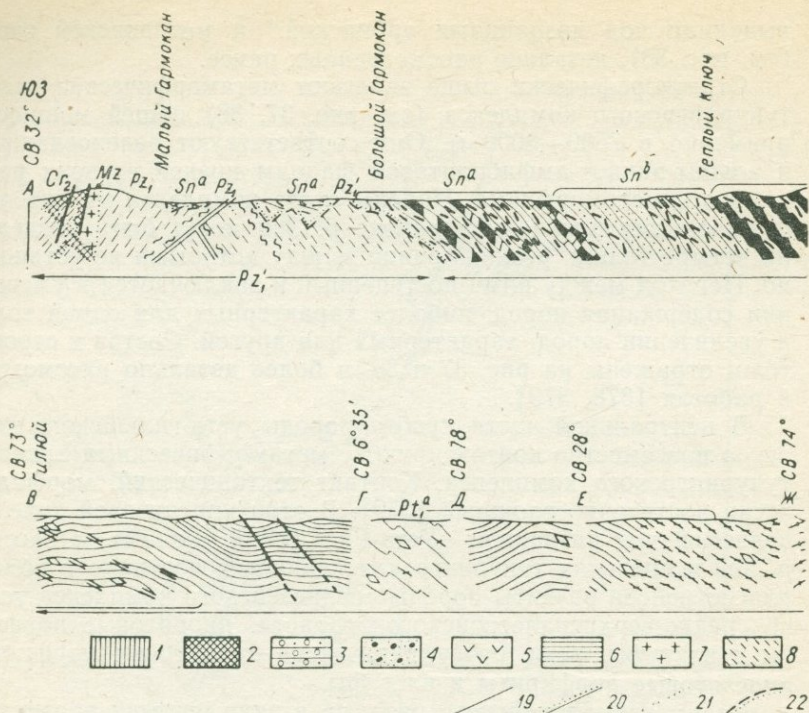
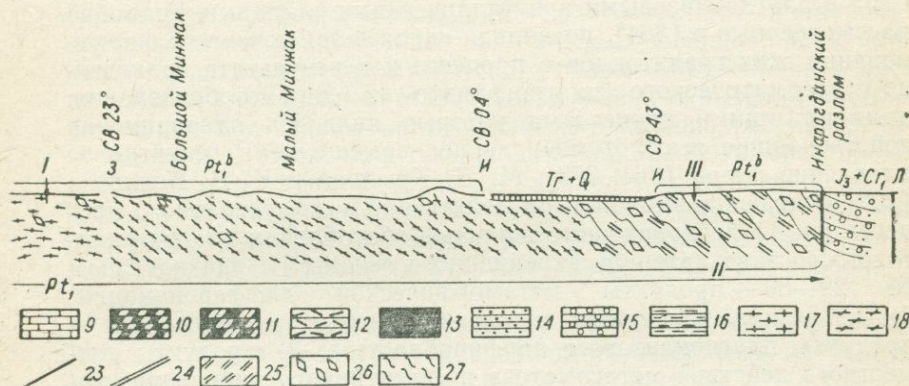
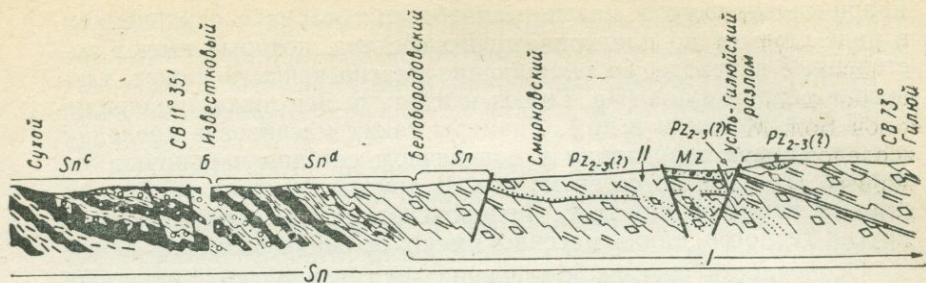


Рис. 38. Геологический разрез через хр. Джагды-Тукурингра

1 — третичные и четвертичные отложения, нерасчлененные (Т+Q); 2 — субвулканические (Cr₂); 3 — верхнеюрские — нижнемеловые отложения: конгломераты и песчаники (J₃+Cr₁); литы, песчаники, конгломераты, туффиты, туфы (Mz); 5 — диоритовые порфиры средние комплексов; породы тукурингского комплекса представлены в основном слюдяными и образом разнообразными биотит-роговообманковыми плагиогнейсами и плагиоклазовыми ковые диориты, Mz); 8 — зейско-депский интрузивный комплекс (габбро, габбро-диориты, литология тукурингского комплекса: 9 — мраморизованные известняки, 10 — кварциты, 11 — сланцы по основным вулканогенным породам, 13 — филлиты, 14 — метаморфические сланцы сланцы; 17 — палингено-метасоматические плагиограниты и кварцевые диориты (Pt₁?); соматических гранитоидов; 19 — граница стратиграфически несогласного залегания отложеруптивного контакта; 22 — тектонические нарушения в зоне эруптивного контакта; 23 — 26 — кварц-микроклиновые и кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты; 27 — окварцевание СВ 32° — для интервала БВ и т. д.; I, II, III — места геохимического опробования. Sп^a — сланцев по песчаникам и вулканогенным породам (Pt^b); Sп^c — толща существенно филлитов, слюдистых сланцев и сланцев по основным вулканогенным породам (Pt^d); Pt¹ — обманковые плагиогнейсы и плагиоклазовые кристаллические сланцы, согласно [112, 202] гнейсы и плагиоклазовые кристаллические сланцы биотитовые, гранатовые, частью рогово-скую толщу амфиболито

лосчатые мигматиты. Нередко кварц-плагиоклазовые породы находятся в более сложных взаимоотношениях с плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, образуя мигматиты различных морфологических типов: птигматиты, агматиты, диктиониты и небулиты.

Среди плагиогнейсов и кристаллических сланцев широко развиты светло-серые и серые плагиограниты: кварцевые диориты и плагиоклазиты. В одних случаях они залегают согласно с вмещающими их породами в виде пласто- и линзообразных тел обычно незначительной мощности (до 1 м), но весьма протя-



(вдоль р. Зея), масштаб 1 : 125 000 [378].

андезитовые порфиры и андезитовые порфиры с чуждым кластическим материалом
 4 — осадочно-терригенные породы с примесью вулканогенного материала: филлиты, алевро-зейского комплекса (Pz₂?); 6 — нерасчлененные породы тукурингского и усть-гилуйского филлитовидными сланцами, породы усть-гилуйского комплекса представлены главным кристаллическими сланцами; 7 — мезозойский интрузивный комплекс (биотит-роговообман-диориты, милонитизированные и расщелочанные габбро-диориты и диориты, Pz₁); 9—16 — мусковитовые микроварциты, 12 — хлорит-амфибол-альбит-эпидотовые метаморфические по песчаникам, 15 — гранатосодержащие метаморфические сланцы; 16 — кварц-мусковитовые 18 — плаггиогнейсы и кристаллические сланцы с развитием в их пределах палингено-метаний (предполагаемая); 20 — граница нормального стратиграфического контакта; 21 — линия разломы, зоны дробления и брекчирования; 24 — линия надвига; 25 — зоны милонитизации; в зонах милонитизации. Азимут простирания линии разреза на данном интервале обозначен: толща кварцито-сланцевая по алевроитовым породам (Pt^a); Sn^b — толща метаморфических товых метаморфических сланцев по алевроит-пелитовым породам (Pt^c); Sn^d — толща фил-усть-гилуйский комплекс гнейсов и кристаллических сланцев; Pt^a — существенно рогово-выделяемые в усть-гилуйскую серию гранулитовой фации метаморфизма, Pt^b — плаггио-обманковые, в подчиненном количестве амфиболиты, согласно [112, 202] выделяемые в зей-вой фации метаморфизма

женных по простиранию — до нескольких десятков метров и даже больше. В других случаях указанные породы имеют интрузивные взаимоотношения с окружающими их кристаллическими сланцами и плаггиогнейсами и представлены как небольшими дайкообразными телами (до 1—3 м), так и интрузиями незначительных размеров (за пределами исследованной территории), площадь выхода на дневную поверхность которых обычно составляет от нескольких квадратных километров до первых десятков квадратных километров.

Очень широко развиты массивы крупнозернистых пород

кварц-диоритового и плагиогранитового состава с отклонением в ряде случаев до плагиоклазового состава, которые имеют постепенные переходы во вмещающие плагиогнейсы и кристаллические сланцы (устье р. Гилюя и вдоль р. Зеи ниже впадения, ключ Бол. Минжак и др.). Размеры таких массивов в пределах исследованной территории в поперечном сечении варьируют от первых десятков до сотен метров. В других участках хребта, по данным исследований В. С. Федоровского, Ю. П. Скатынского и других геологов, такие массивы имеют большие размеры.

Особенности состава и строения массивов рассматриваемых гранитоидов и взаимоотношений с вмещающими их плагиогнейсами и плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, подробно рассмотренные в [364], позволили сделать заключение о формировании этих гранитоидов в процессе и в результате палингено-метасоматического плагиогранито- и диоритообразования, доминирующими процессами которых являлись одновременно действовавшие высокотемпературное замещение и селективное плавление пород [364, 378]. М. Д. Крылова и К. Д. Борисова [202] считают возможным разделять продукты указанного процесса на: 1) лейкократовые жильные обособления плагиогранитового состава латеральсекреционного генезиса с плагиоклазом № 29—30 — продукты метаморфической дифференциации; 2) кварц-плагиоклазовые и плагиоклазовые метасоматиты — продукты плагиоклазового порфиробластеза; 3) продукты совместного действия метасоматоза и селективного плавления, выделяемые ими как анатектические плагиограниты — кварцевые диориты.

О времени развития процессов ультраметаморфизма и палингено-метасоматического плагиогранито- и диоритообразования в настоящее время окончательного заключения сделано не может быть. Однако имеющиеся радиологические данные [205] позволяют предполагать ранне-среднепротерозойское развитие этих процессов. Не исключена возможность того, что имеет место неоднократное развитие процессов метаморфизма*. В частности, может быть высказано предположение о том, что в раннем палеозое имело место повторное развитие процессов ультраметаморфогенного плагиогранитообразования [364, 378]. О проявлении повторного ультраметаморфизма в раннем палеозое свидетельствует отсутствие в пределах усть-гилюйского комплекса и иликанской серии интрузий зейско-депского интрузивного комплекса. Последние, по данным Н. П. Саврасова и Д. А. Кирикова, имеют раннепалеозойский возраст, прорывают мета-

* В пользу этого предположения указывает аргоновый возраст рассматриваемых кварцевых диоритов, определенный по биотиту и составляющий 330 млн. лет [364], а также аргоновый возраст 260, 290 и 330 млн. лет, полученный по амфиболу гранат-плагиоклазового амфиболита и плагиоклаз-амфиболовый породы усть-гилюйского комплекса [202].

морфические сланцы тукурингского комплекса и по составу аналогичны палингенно-метасоматическим и интрузивно-анатектическим плагиигранитам и кварцевым диоритам, развитым в пределах нижнепротерозойских плагиигнейсов и кристаллических сланцев.

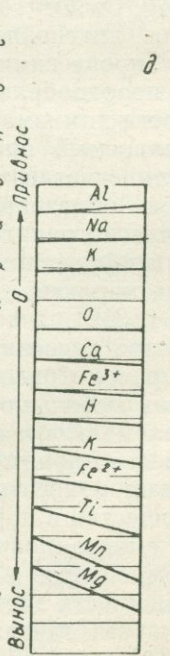
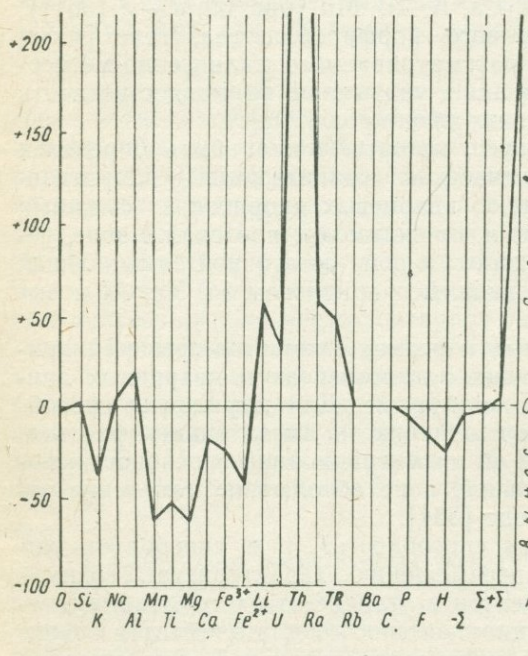
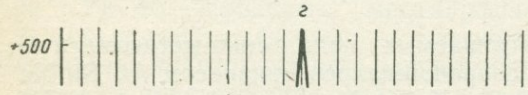
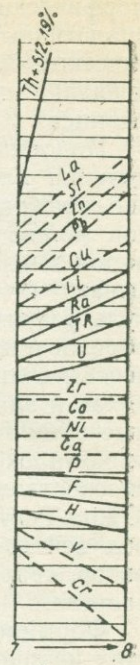
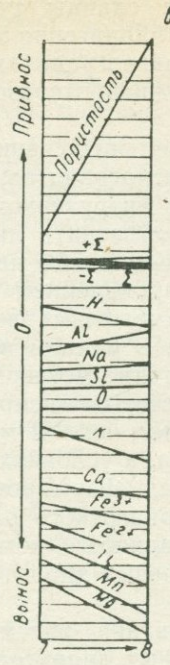
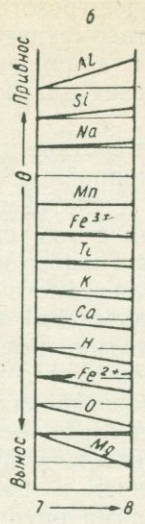
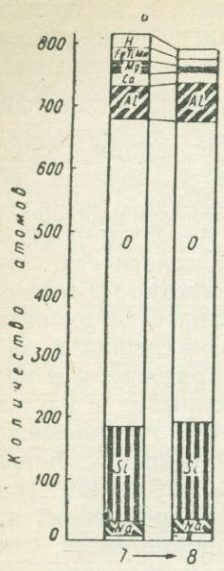
Подобные соотношения в составе и пространственном распределении плагиигранитов, кварцевых диоритов и диоритов зейско-депского интрузивного и ультраметаморфогенного комплексов можно объяснить лишь в том случае, если формирование пород зейско-депского интрузивного комплекса генетически связывать с проявлением повторного ультраметаморфогенного (ультраметаморфизма воздымания) плагиигранито- и диоритообразования в раннем палеозое. Расплав, возникавший в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования в пределах и за счет нижнепротерозойских пород, скрытых в настоящее время под чехлом метаморфических сланцев тукурингского комплекса, в условиях тектонически напряженной обстановки способствовал формированию в наиболее ослабленной зоне Южно-Тукурингского разлома интрузивно-реоморфических пород зейско-депского комплекса: габбро, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов и других пород среднего и основного состава.

Формирование рассматриваемых палингенно-метасоматических кварцевых диоритов сопровождалось привнесом Al, Si, Na и выносом Mg, O, Fe²⁺, H, Ca, K, Ti, Mn (рис. 39, а — з [364]). Исследования плагииоклазового порфиробластеза, генетически связанного с процессами рассматриваемого палингенно-метасоматического породообразования, указывают на тождественность направленности химизма этих процессов [202].

Рассматриваемый процесс, который может быть определен как палингенно-метасоматическая гранитизация — диоритизация, привел к образованию кварцевых диоритов в смежных участках и плагиигранитов и, по-видимому, протекал в зоне, переходной от зоны гранитизации к зоне остаточной замыкающей базификации, характеризовавшейся привнесом Si, Na, Al и выносом K [364, 369].

Большинство рассеянных и редких элементов-примесей присутствует в рассматриваемых плагиигнейсах и кварцевых диоритах в очень небольшом количестве. Для выражения способности этих элементов к перемещению на значительные расстояния было введено понятие об их миграционной способности, которое отражает относительное, а не абсолютное изменение содержания вещества в породе [364].

Понятие «миграционная способность», т. е. способность химических компонентов к перемещению, характеризует геохимическую подвижность элементов в отличие от их термодинамической подвижности. Миграционная способность элементов оценивается с помощью коэффициента относительной миграционной



способности элементов M , под которым понимается частное от деления величины привноса-выноса на минимальную концентрацию элемента C_{\min} в растворе или расплаве: $M = (C_{\max} - C_{\min}) / C_{\min}$. В ряду миграционной способности введено понятие «положительной и отрицательной миграционной способности» [364]. Под положительной миграционной способностью понимается величина относительного увеличения химического потенциала элемента в инфильтровавшемся растворе* по сравнению с потенциалом его в поровом растворе, в межзерновом расплаве или же в расплаве, через который проходил этот раствор. Под отрицательной миграционной способностью понимается величина уменьшения химического потенциала элементов в инфильтрировавшемся растворе, по сравнению с потенциалом его в поровом растворе или расплаве, через который инфильтрировался подобный раствор.

Результаты анализа характера подвижности и миграционной способности элементов при образовании кварцевых диоритов позволили сделать следующее заключение об особенностях процесса их формирования. Палингенно-метасоматическая гранитизация развивалась в результате одновременно действовавших плавления и высокотемпературного замещения под воздействием инфильтрировавшихся растворов в условиях нейтральной или очень слабощелочной среды, по-видимому, в слабоокислительных условиях при полной подвижности всех петрогенных элементов. Этот процесс характеризовался высоким потенциалом Si, Na, Al и сравнительно низким потенциалом Mg, Fe, O, Ca, K, Ti, Mn в гранитизировавшихся растворах (собственно надкритических, по В. А. Николаеву [297]), что приводило к новообразованию кварца и олигоклаза — андезина, а также к резкому сокращению количества цветных минералов, сравнительно с исходной породой. Это происходило в результате привноса вышеуказанной первой группы элементов и выноса второй в ходе формирования кварцевых диоритов, которые являлись, таким образом, промежуточным продуктом палингенно-метасоматической гранитизации.

Большинство элементов-примесей (La, Sr, Zr, Cu, Li, Th, Pb, U, Ra, TR) в процессе рассматриваемой гранитизации привно-

* Или растворе (расплаве), через который элементы перемещались путем диффузии.

Рис. 39. Миграция химических элементов и изменение общей пористости пород в процессе формирования палингенно-метасоматических кварцевых диоритов (8) за счет биотит-роговообманковых плаггиогнейсов и плаггиоклазовых кристаллических сланцев (7) в пределах хр. Джэгды-Тукурингра [364]. См. на разрезе (рис. 38) под цифрой 1.

Привнос-вынос элементов: a — из расчета на геометрический объем породы 10 000 Å³; b — то же (1 дел. = 10 атомам); v — в процентах (по массе) (1 дел. = 20%); z — в процентах (по массе); d — относительная миграционная способность элементов (1 дел. = 100%).

силось, другие, такие как Cr, V, Y, Yb, выносились, в то время как Ni, Co, Zr, Sn, Ga обладали относительной инертностью (рис. 39, д). При этом привносимые La, Sr, Li, Th, U, Ra и редкоземельные элементы, так же как и инертные Zr и Ga, в процессе палинггенно-метасоматической гранитизации рассеивались в силикатных минералах, а привносимые Zr, Pb и Cu вместе с инертными Ni и Co концентрировались в гематите, возникавшем при разложении феррических минералов. U, возможно, также концентрировался в этом гематите.

§ 2. Метасоматическое гранитообразование и кремнещелочной метасоматизм

В пределах хр. Джагды-Тукурингра широко распространены продукты кремнещелочного метасоматизма, представленные различными кварц-микроклиновыми, кварц-микроклин-альбитовыми, кварц-альбитовыми, альбитовыми и кварцевыми метасоматитами. Распространение указанных метасоматитов контролируется зонами тектонических нарушений и в первую очередь глубинных разломов, а также составом и структурно-текстурными особенностями продуктов динамического метаморфизма (рис. 36—38 [379]).

Развитие кремне-калиевого, кремне-кали-натриевого и кремниевое метасоматизма, приведшего к образованию рассматриваемых метасоматитов, значительно оторвано во времени, а нередко и в пространстве от проявления ультраметаморфизма в пределах исследованного эрозионного среза земной коры, о чем свидетельствует развитие этих метасоматитов в зонах милонитизации и диафтореза в пределах распространения гнейсов, кристаллических сланцев, мигматитов и ультраметаморфогенных гранитоидов, а также в висячем и лежащем крыльях надвига этих гнейсов на метаморфические сланцы тукурингрского и диоритовые порфиры среднезейского комплексов [378]. Указанные метасоматиты содержатся в гальке конгломератов уганской свиты (J_3 — C_1 , рис. 36—38).

Проявление кремне-калиевого и кремниевое метасоматизма происходило в начале мезозоя*, а частично, возможно, уже и в позднем палеозое и контролировалось глубинными разломами, выраженными зонами милонитизации, рассланцевания и диафтореза, а также текстурными особенностями и составом пород.

* Радиологический возраст рассматриваемых метасоматитов, определенный по трем пробам микроклина аргоновым методом в лаборатории Всесоюзного ордена Ленина научно-исследовательского геологического института (Н. И. Полевая) и Радиевого института АН СССР (А. Я. Крылов), 150—170 млн. лет, соответствует времени регионального омоложения пород тукурингрского комплекса в зоне смятия хр. Джагды-Тукурингра [379], подтвержден позднейшими радиологическими исследованиями [205].

Некоторое распространение имеют также продукты окварцевания доверхнеюрского возраста, развитые по разнообразным породам, в том числе и по кварц-микроклиновым метасоматитам в зонах милонитизации и рассланцевания. Помимо раннемезозойского кремне-калиевого метасоматизма в пределах хр. Джагды-Тукурингра имело место проявление микроклинизации и окварцевания, по-видимому, и в меловой период (на границе S_1 и S_2). Продукты микроклинизации этого периода имеют очень ограниченное распространение и установлены геологами В. С. Федоровским и А. В. Савицким в зонах рассланцевания в аргиллитах и алевролитах верхней подсвиты уганской свиты (J_3 — S_2). Ориентировочно может быть оценена и глубина проявления начальных стадий мелового кремне-калиевого метасоматоза, которая, по данным В. С. Федоровского, не менее 750, но, по-видимому, и не более 1500 м.

Окварцевание пород мелового возраста, устанавливаемое по продуктам этого процесса в зонах милонитизации и диафтореза, развитым в пределах пород уганской свиты, проявлено достаточно широко и интенсивно. По-видимому, окварцевание в более древних породах, в том числе и в нижнемезозойских кварц-микроклиновых метасоматитах, обязано в основном раннемеловому гидротермально-метасоматическому процессу. Кроме кварц-микроклиновых и кварцевых метасоматических образований распространены, хотя и очень ограниченно, согласно данным Л. М. Алексева и Э. В. Петросяна, продукты альбитизации, устанавливаемые в зонах кварц-микроклиновых метасоматитов в пределах исследованной части развития нижнепротерозойских гнейсов.

В массивных существенно кварц-плагиоклазовых и плагиоклазовых породах, какими являются палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические плагиограниты, кварцевые диориты и диориты, развитие кремнещелочного метасоматизма, которое в этом случае может быть отождествлено с метасоматической гранитизацией, приводило к формированию метасоматических гранитов, обладающих массивной или полосчато-теневой текстурой, как правило, крупнозернистой текстурой и гранобластовой, приближающейся к гранитовой структурой. Общая окраска рассматриваемых метасоматитов, в том числе и метасоматических гранитов, розовая, мясо-красная, серовато-розовая, розовато-зеленоватая, зеленовато-сероватая и зависит от состава и цвета исходных пород, а цвет порфиробласт микроклина красный, серый, зеленоватый и обусловлен железистостью переработанных пород и количеством таких реликтовых минералов, как амфибол и слюда, которые заключены в зернах микроклина.

Для рассматриваемых метасоматических образований характерна неоднородность минерального состава как в качественном, так и в количественном отношении. Эта неоднородность

выражена в различном широко варьирующем содержании новообразований кварца, микроклина, альбита, слюды и реликтов биотита, роговой обманки, актинолита, плагиоклаза и граната в разных участках породы. Минеральный парагенезис метасоматитов свидетельствует об их возникновении в условиях альбит-эпидот-актинолитовой субфации альбит-эпидот-амфиболовой и зеленосланцевой фаций низкой ступени метаморфизма. При этом биотит в участках развития микроклина и кварца переходит в зеленую слюду и мусковит, роговая обманка — в актинолит и субщелочной амфибол, нередко с выделением лейкоксена и эпидота, плагиоклаз деанортитизирован с выделением эпидота, карбоната и слюды.

Общая направленность и главнейшие закономерности процесса кремнещелочного метасоматизма установлены на основе результатов пересчета по атомно-объемному методу данных химических анализов, приведенных в табл. 12 и характеризующих две серии кремнещелочного метасоматизма: 1) диоритовые порфириты → кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты (рис. 40, 41; 1—4); 2) диафторитовый биотит-эпидотовый сланец → кварц-альбит-микроклиновый метасоматит (рис. 40, 41, 5, 6).

Результаты пересчета свидетельствуют о том, что формирование метасоматитов сопровождалось привнесом Si и K и выносом (ОН), Mg, Ca, O, Al, Fe, Ti, Mn (см. рис. 41, г, 42, а—г).

Na — единственный из петрогенных элементов, который вел себя в этом процессе сложнее (см. рис. 40, г, 41, а—г), и поэтому режим его поведения может служить определяющим фактором в установлении направленности процесса кремнещелочного метасоматизма, что находится в соответствии с результатами экспериментальных исследований метасоматизирующего воздействия калий- и натрийсодержащих растворов [15]. Из рассеянных и редких элементов в процессе кремнещелочного метасоматизма устойчиво выносились Co, V, Li, Mo, Zn при неизменном содержании Ni и Ga (см. рис. 41, а—г). Остальные элементы вели себя более сложно.

Характер минеральных взаимоотношений и распределение продуктов кремнещелочного метасоматизма позволяют с определенной вероятностью считать кварц-микроклиновые метасоматиты (4) наиболее высокотемпературными образованиями, а окварцованные и микроклинизированные порфириты не только наиболее низкотемпературными, но и наиболее поздними образованиями (2), возникшими в результате наложения на порфириты процессов наиболее поздних окварцевания и микроклинизации.

Кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты представляют собой образования полигенной природы; они возникли при прогрессивном режиме процесса в результате смены наиболее раннего кремне-натриевого метасоматизма более поздним и высокотемпературным кремне-калиевым, а также при смене существен-

но кремне-калиевого метасоматизма в регрессивную стадию его развития кремне-натриевым. Поэтому кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты (3), в которых альбит представлен лишь реакционными каемками на границе зерен микроклина и замещаемого субстрата и пертитовыми вростками, по-видимому, представляют собой продукт прогрессивной стадии развития кремнещелочного метасоматизма.

В силу определенной условности сопоставления продуктов кремнещелочного метасоматизма во временной последовательности на рис. 40 представлено несколько вариантов серии порфирит-метасоматит: $1 \rightarrow 3 \rightarrow 2 \rightarrow 4$ (см. рис. 40, а), $1 \rightarrow 4 \rightarrow 3 \rightarrow 2$ (рис. 40, б), $4 \leftarrow 1 \rightarrow 3 \rightarrow 2$ (рис. 40, в). Может быть рассмотрен и вариант последовательности: $1 \rightarrow 3 \rightarrow 4 \rightarrow 2$.

Однако для объективного суждения о направленности процесса кремнещелочного метасоматизма наиболее корректно сопоставление характера перемещения химических компонентов и их миграционной способности в зависимости от соотношения активности калия и натрия в этом процессе и реакционных соотношений новообразованных минералов, что может быть отражено реакционной серией: $(1-4) \rightarrow (1-3 \text{ и } 5-6) \rightarrow (1-2)$ (см. рис. 41 и 42) или, что то же самое, $1 \rightarrow 4 \rightarrow [3 \text{ и } (5-6)] \rightarrow 2$ (см. рис. 40 и 41).

На основании этих данных может быть сделано заключение, что процесс кремнещелочного метасоматизма происходил под воздействием щелочных растворов в условиях полной геохимической подвижности петрогенных элементов при повышенном в этих растворах потенциале Si и щелочей и пониженном потенциале Mg, Ca, Al, Fe, Ti, Mn, а также части элементов-примесей (Co, V, Li, Mo, Zn, U).

На наиболее высокотемпературной стадии кремнещелочного процесса — кремне-калиевого метасоматизма (см. рис. 41, а, 42, а), приводившего к формированию кварц-микроклиновых метасоматитов и характеризовавшегося повышенным потенциалом Si и K и пониженным Na, наряду с привносом-выносом вышеуказанных химических компонентов, происходил вынос из системы метасоматического породообразования также Na, а из элементов-примесей — редкометалльных элементов (Th, Ra, Ba, F, Cr). Привносились же Sn и Rb.

На более низкотемпературной стадии кремнещелочного процесса — кремне-кали-натриевого метасоматизма, приводившего к формированию кварц-альбит-микроклиновых и кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов (см. рис. 41, б, г, 42, б, г) и характеризовавшегося повышением в растворах сравнительно с высокотемпературным кремне-калиевым метасоматическим процессом помимо потенциалов Si и K также и потенциала Na, происходил привнос в систему породообразования кроме Si и K, также Na, а из элементов-примесей Ba и Pb. Устойчивой тенденцией к выносу обладали Co и U. Однако снижалась геохи-

ТАБЛИЦА 12

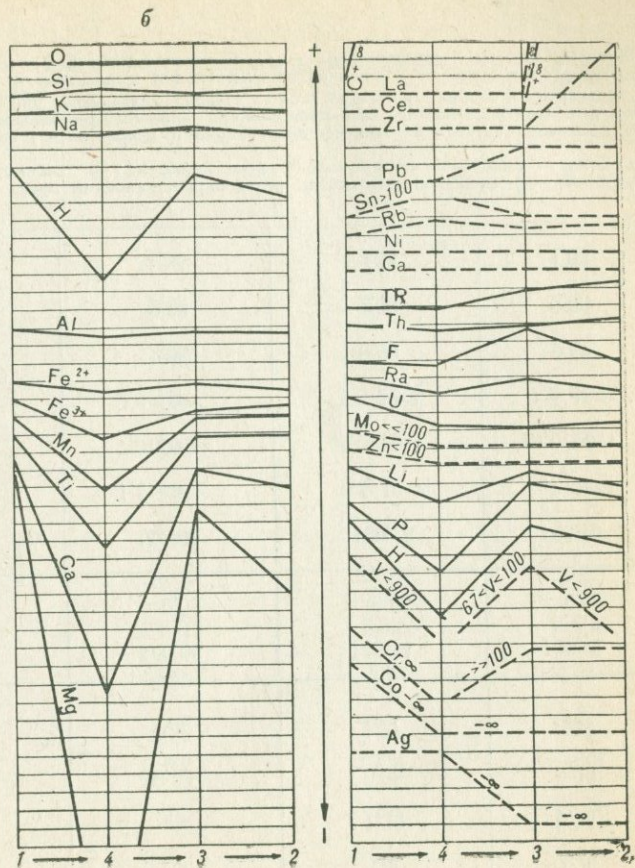
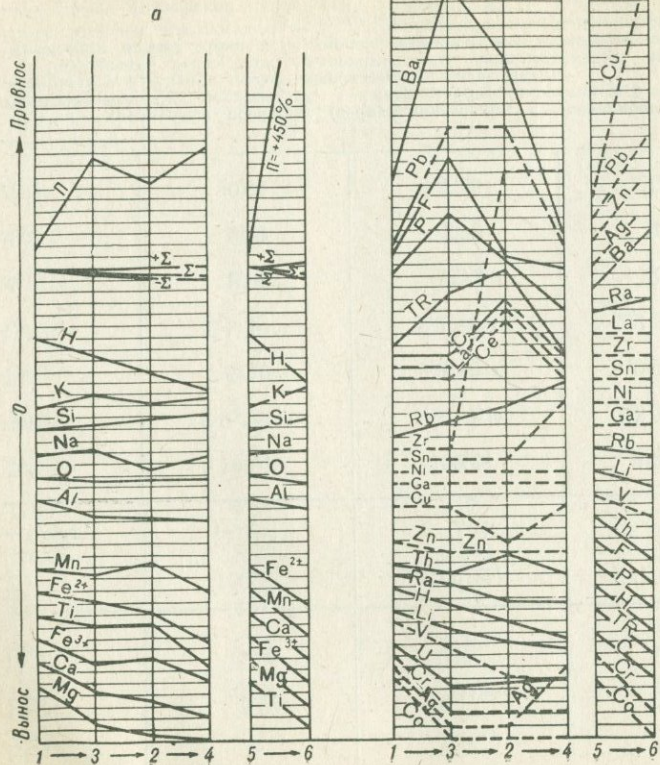
Результаты анализа химического состава кварц-микроклиновых метасоматитов
и исходных пород хр. Джагды-Тукурингра

Компоненты	1*	2	3	4	5	6
SiO ₂	54,58	69,54	62,74	77,50	54,64	71,92
TiO ₂	0,85	0,80	0,77	0,13	1,00	0,20
Al ₂ O ₃	16,30	12,40	13,76	11,60	16,08	14,62
Fe ₂ O ₃	1,85	1,33	1,10	0,61	3,94	0,86
FeO	5,90	4,12	5,50	0,85	3,57	1,36
MnO	0,10	0,10	0,10	0,02	0,11	0,03
MgO	4,50	0,60	1,64	0,15	3,40	0,66
CaO	6,58	2,36	3,50	0,50	8,00	1,80
Na ₂ O	3,292	2,616	3,694	3,317	3,392	3,893
K ₂ O	3,894	4,61	4,992	4,887	2,492	3,692
BaO	0,04	0,15	0,22	—	—	0,13
Li ₂ O	0,008	0,004	0,006	0,003	0,008	0,007
Pb ₂ O	0,006	0,010	0,008	0,013	0,008	0,008
TR ₂ O ₃	0,02	0,05	0,04	0,02	0,05	0,01
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,27	0,03	0,17	0,05

F	0,09	0,09	0,25	0,07	0,13	0,04
S	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
CO ₂	—	0,22	Сл.	—	1,20	0,25
H ₂ O ⁻	0,03	0,17	0,19	0,03	0,38	0,20
П. п. п.	2,35	0,98	1,79	0,35	1,77	0,39
Σ	100,52	100,32	100,57	100,08	100,34	100,12
-O=F ₂	-0,04	-0,04	-0,12	-0,03	-0,06	-0,02
Σ	100,48	100,28	100,45	100,05	100,28	100,10
²²⁶ Ra	2,0·10 ⁻¹⁰	1,2·10 ⁻¹⁰	1,8·10 ⁻¹⁰	1,2·10 ⁻¹⁰	0,5·10 ⁻¹⁰	0,7·10 ⁻¹⁰
Th	7,5·10 ⁻⁴	8,0·10 ⁻⁴	7,0·10 ⁻⁴	7,0·10 ⁻⁴	40,0·10 ⁻⁴	14,0·10 ⁻⁴
U	6,1·10 ⁻⁴	2,5·10 ⁻⁴	2,2·10 ⁻⁴	2,6·10 ⁻⁴	1,3·10 ⁻⁴	1,2·10 ⁻⁴
<i>d_m</i>	2,91	2,74	2,84	2,68	2,89	2,67
<i>d_v</i>	2,89	2,70	2,79	2,63	2,88	2,63
<i>Π</i>	0,69	1,46	1,76	1,86	0,34	1,53

* 1 — диоритовый порфирит (субвулканический), 2 — окварцованный слабо микроклинизированный диоритовый порфирит, 3 — кварц-альбит-микроклиновый метасоматит, 4 — кварц-альбит-микроклиновый метасоматит, 5 — диафоритовый биотит-эпидот-альбитовый сланец по амфиболиту, 6 — кварц-альбит-микроклиновый метасоматит.

Результаты химических, радиохимических, люминесцентных анализов (% по массе) и определения физических свойств проведены во Всесоюзном ордена Ленина научно-исследовательском геологическом институте: содержание урана определено люминесцентным методом Н. Н. Быковой, плотность *d_v* — Е. Н. Борисовой в центральной лаборатории физических свойств пород, остальные анализы проведены в центральной химической лаборатории химиками Н. И. Якимовой и М. П. Филатовой; определение содержания Li₂O, Rb₂O и Cs₂O выполнено И. А. Столяровой и М. П. Филатовой, CO₂, минеральная плотность *d_m* и содержание CO₂ — Л. С. Юдиной, Ra и Th — А. В. Матро-
совой радиохимическим методом.



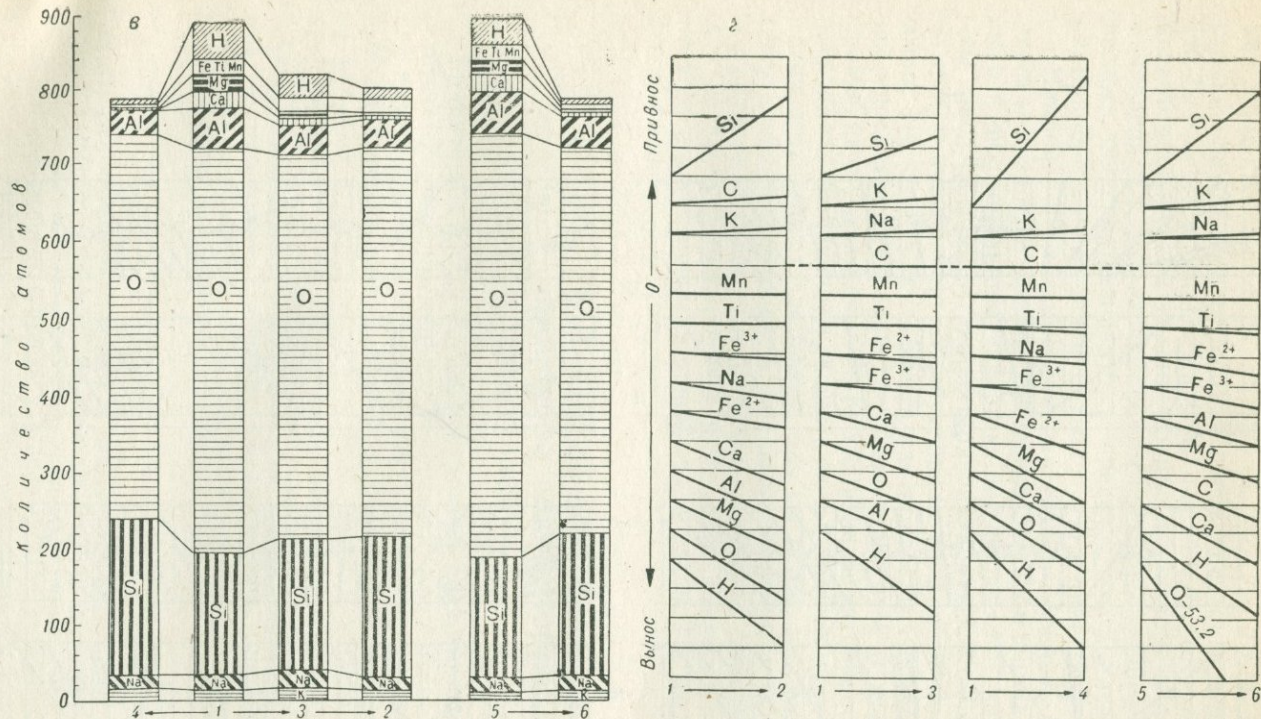
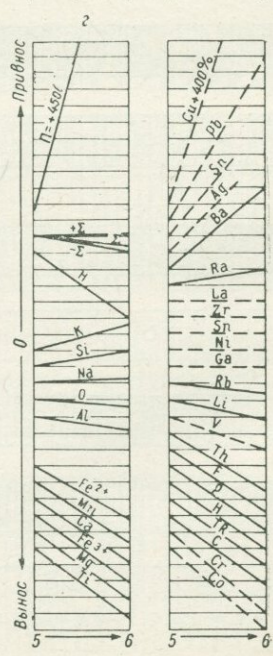
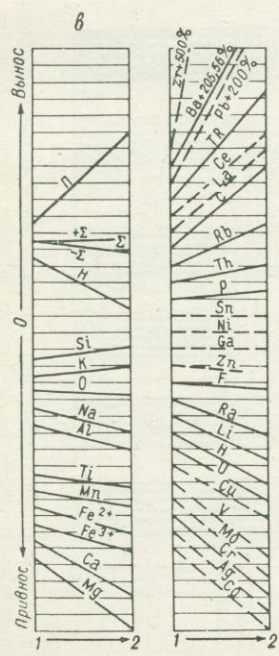
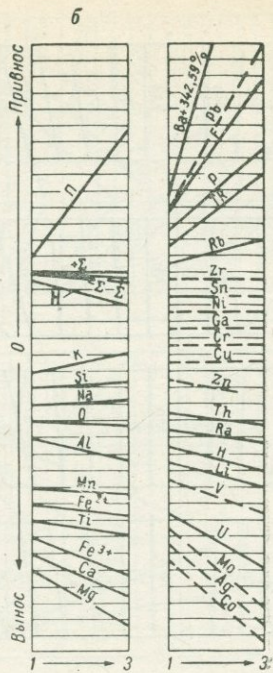
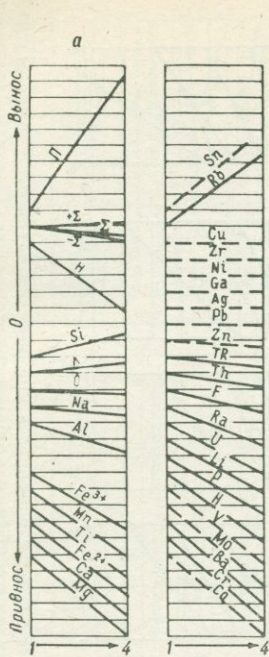


Рис. 40. Миграция химических компонентов и изменение общей пористости в процессе кремне-кали-натриевого метасоматизма диоритовых порфиритов и диафторитовых сланцев в зонах милонитизации глубинных разломов хр. Джагды-Тукурингра (см. табл. 12).

Привнос-вывос элементов: а — в процентах (по массе) (1 дел. = 20%); б — относительная миграционная способность элементов (1 дел. = 100%); а — из расчета на геометрический объем породы 10 000 Å³; б — из расчета на геометрический объем породы 10 000 Å³ (1 дел. = 10 атомом). 1 — диоритовый порфирит; 2 — кварцованный и слабо микроклинизированный диоритовый порфирит; 3 — кварц-альбит-микроклиновый метасоматит; 4 — кварц-альбит-микроклиновый метасоматит; 5 — биотит-эпидот-альбитовый диафторитовый сланец по амфиболиту; 6 — кварц-альбит-микроклиновый метасоматит (1-4 — область распространения среднезеевского комплекса, см. разрез на рис. 38, точка II, 5-6 — из участка этого же разреза в точке III).



мическая подвижность таких привносимых элементов, как K, Rb, Sn, а из выносимых — всех петрогенных компонентов* и таких элементов-примесей, как V, Li, Mo, Zn, Th. Именно к этой стадии приурочен и перелом в поведении таких элементов, как TR, F, P, Zn, Li, Sn, Th, Ra (см. рис. 40, б), которые на более низкотемпературной стадии кремне-натриевого метасоматизма, проявленной в других частях зон кремнещелочного метасоматического породообразования в пределах хр. Джагды-Тукурингра, приобретали устойчивую тенденцию к привносу.

Наиболее низкотемпературная стадия кремнещелочного процесса — позднего кремне-калиевого метасоматизма, приводившего к формированию кварц-калишпатовых** метасоматитов (см. рис. 41, в, 42, в), характеризовалась высокой активностью Si и K и низкой Na, что обусловило на фоне привноса Si и K вынос Na. Этот факт, однако, как показали экспериментальные исследования [15], еще не свидетельствует о повышенном в сравнении с Na потенциале K. Понижение активности Na сопровождалось увеличением геохимической подвижности Si, а также таких петрогенных элементов, как Ca и Mg, при относительной инертности сравнительно с предыдущей стадией Ti, Mn, Fe, Al. Устойчивая тенденция к выносу сохранялась для Co, V, Li, Mo, Zn, Cr, Ag, а к привносу — для Pb и Ba. Тенденцию к привносу на этой стадии процесса приобретали также Th, Rb, TR, Co, Zr, La, а к выносу F и Ra.

§ 3. Об общей направленности процессов гранитообразования и гранитизации

Гранитоиды хр. Джагды-Тукурингра сформировались в результате 2 одновременных генетически разнотипных процессов гранитизации и метасоматизма, продукты каждого из которых характеризуются набором определенных признаков, изло-

* Выражается в образовании эпидот-цоизитовых и сосюритовых агрегатов среди кварц-альбит-микроклиновых новообразований.

** Калиевый полевой шпат представлен микроклином, однако не исключена вероятность того, что высокая степень упорядоченности калиевого полевого шпата обусловлена стрессовыми явлениями, а первичный калишпат был представлен неупорядоченной разновидностью.

Рис. 41. Привнос-вынос элементов и изменение пористости (в процентах по объему) в процессе кремнещелочного метасоматизма диоритовых порфиритов (а, б, в) и биотит-эпидотовых диафторитовых сланцев (г) в области зон милонитизации глубинных разломов хр. Джагды-Тукурингра.

В процессе формирования метасоматитов: а — кварц-микроклиновых; б — кварц-альбит-микроклиновых; в — в процессе окварцевания и микроклинизации; г — кварц-альбит-микроклиновых (1 дел. = 20%).

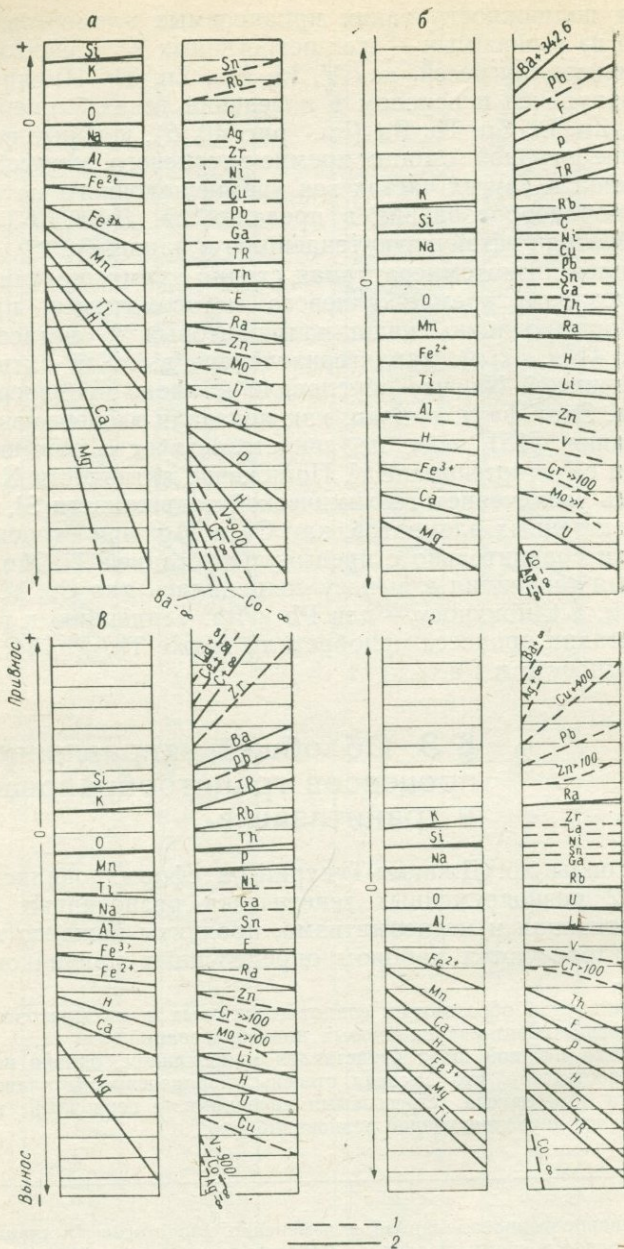


Рис. 42. Относительная миграционная способность элементов в процессе крем-нщелочного метасоматизма диоритовых порфиров (а, б, в) и биотит-эпидотовых диафоритовых сланцев (z) в области зон милонитизации глубинных разломов хр. Джагды-Тукурингра.

женных в работах [364, 378, 379], которые позволили достаточно определенно разделять их между собой и предполагать характер и условия процесса их формирования.

Палингенно-метасоматическая гранитизация происходила в результате селективного плавления и высокотемпературного замещения, развивавшихся в процессе значительной миграции элементов главным образом путем инфильтрации с растворами. Конечным продуктом гранитизации в пределах хр. Джагды-Тукуруингра являются плагиограниты, а промежуточным — кварцевые диориты и плагиоклазиты (олигоклазиты и андезиниты)*. По мере усиления гранитизации, приводившей к увеличению роли расплава и уменьшению содержания в нем субстрата, процесс палингенно-метасоматического (магматического) замещения отходил на второй план, уступая ведущую роль инфильтрации растворов через образовавшийся расплав. При достижении наивысшей ступени гранитизации — образования магмы — процесс замещения полностью сменялся инфильтрацией раствора, посредством которого, по-видимому, и осуществлялась дальнейшая гранитизация, но уже не твердой породы, а расплава. Такая инфильтрационно-анатектическая гранитизация в пределах исследованного района приводила к образованию плагиогранитов и плагиоклазитов.

Процесс палингенно-метасоматической гранитизации, будучи резко неравновесным, проходил, по-видимому, в слабоокислительных условиях при полной геохимической подвижности всех петрогенных элементов. При этом наибольшей положительной подвижностью обладали Al и Si, а отрицательной — Mg, O и Fe³⁺, поведение Ti характеризовалось минимальной подвижностью. Для палингенно-метасоматической гранитизации характерен низкий потенциал в растворах Mn, Fe³⁺, Ti, K, Ca, Fe²⁺, O, Mg, при сравнительно большом потенциале Al, Si, Na, что привело к образованию плагиоклаза и кварца в результате привноса Al, Sa, Na и выноса Mg, O, Fe, Ca, K, Ti, Mn. Это согласуется с данными расчета баланса вещества в процессе метаморфической дифференциации (с началом анатексиса) и плагиоклазового порфиробластеза (рис. 44, 45).

* Данные химического анализа продуктов плагиоклазового порфиробластеза показывают, что большая часть их ложится ниже котектической линии и по количественным отношениям минералов отвечает ряду тоналит — кварцевый диорит — плагиоклазит (рис. 43 [202]).

a — в процессе формирования кварц-микроклиновых метасоматитов (см. рис. 38, III);
b — в процессе формирования кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (табл. 12, № 3); *c* — в процессе окварцевания и микроклинизации (табл. 12, № 2); *e* — в процессе формирования кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (табл. 12, № 5).
1 — по результатам спектральных анализов; *2* — по результатам химических, радиохимических и люминесцентных анализов (1 дел. = 100%).

Наиболее высокий потенциал Al в гранитизирующих растворах предполагается на том основании, что, имея совершенно ничтожный коэффициент диффузии в расплаве, в реальном процессе образования плагитогранитов он обладал значительной подвижностью. Это может быть объяснено лишь очень большой концентрацией Al в сквозьмагматическом растворе и в межзерновом расплаве, через посредство которого протекали реакции магматического замещения в рассматриваемом процессе, и способностью Al к образованию высокотемпературных комплексных

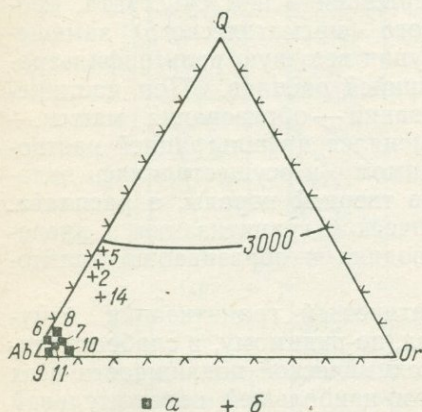


Рис. 43. Состав силической части жильного материала мигматитов [202].

a — при плагиоклазовой фельдшпатизации и порфиробластезе, *b* — при кремне-натриевом метасоматизме, метаморфической дифференциации и анатексисе.

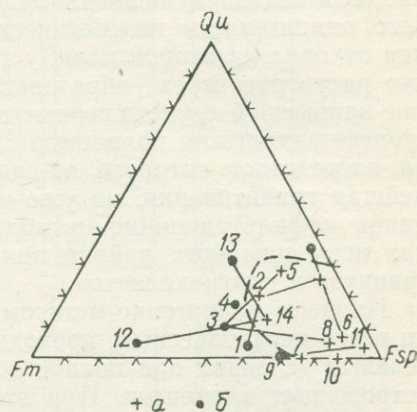


Рис. 44. Состав жильного материала (*a*) и субстрата (*b*) [202].

Линией соединены породы одной серии. Штриховая линия ограничивает поле составов жильного материала.

соединений [30]. Геохимическая подвижность выносимых элементов в целом больше, чем привносимых.

Процесс палинггенно-метасоматической гранитизации шел в условиях полной, но дифференциальной подвижности всех петрогенных элементов при повышенном потенциале в растворах Al, Si, Na и при весьма высокой активности Si и Na в условиях слабощелочной или нейтральной среды. При этом, согласно данным М. Д. Крыловой и К. Д. Борисовой [202], процессы метасоматического замещения, связанные с палинггенно-метасоматической гранитизацией и выраженные как в плагиоклазовом, так и кварц-плагиоклазовом порфиробластезе, сопровождалась привносом в одних случаях лишь кремния и натрия, в других — также и алюминия в условиях выноса всех остальных петрогенных химических компонентов. Температуры процесса палингген-

но-метасоматического плагиогранито- и диоритообразования, по-видимому, протекали в интервале, не меньшем 590—700°С*.

Метасоматическая гранитизация и кремнещелочной метасоматизм протекали в условиях отсутствия плавления кварц-полевошпатовой составной части пород. По мере уменьшения температуры процесса как в условиях прогрессивной, так и регрессивной его направленности имела место смена высокотемпературной стадии ранней щелочности кремне-калиевого метасо-

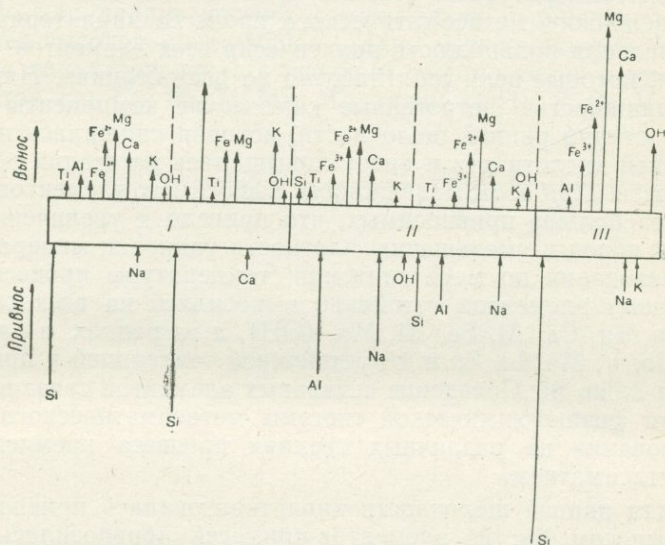


Рис. 45. Сводный график химизма процессов миграции и гранитизации в числах Т. Барта [202].

Пунктир разделяет серии химических анализов (1,2 мм равны 5 ионам).

I — Si-метасоматизм и метаморфическая дифференциация с началом анатексиса (зейская толща); II — плагиоклазовая фельдшпатизация и порфиробласты в сланцах и гнейсах (зейская толща); III — метасоматическая гранитизация амфиболитов (гилюйская толща).

матизма с образованием кварц-микроклиновых метасоматитов, среднетемпературной кремне-кали-натриевой стадией с формированием кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов, затем еще более низкотемпературной кремне-натриевой стадией ранней кислотности (возникали кварц-альбитовые метасоматиты и альбититы) и, наконец, наиболее низкотемпературной стадией

* Оценены на основе температур, полученных для плагиогнейсов и кристаллических сланцев по распределению магния между сосуществующими гранатом-биотитом (590—670°С), роговой обманкой — гранатом (620—700°С), а также методом декрепитации по кварцам из кварцевых линз в мигматитах (490—600°С) [202].

(поздней щелочности) позднего кремне-калиевого метасоматизма (образовывались кварц-калиевополевошпатовые метасоматиты), которая заключалась стадией окварцевания (стадией поздней кислотности).

Процесс кремнещелочного метасоматизма проходил при весьма высокой активности в растворах кремния и щелочей, в условиях понижения потенциала К и возрастания Na по мере уменьшения температуры процесса и увеличения на этом фоне на самых низкотемпературных стадиях процесса активности К. Для кремнещелочного метасоматического процесса характерна дифференциальная подвижность практически всех элементов, кроме Na и Ca, которые вели себя инертно на всех стадиях. Наибольшей подвижностью петрогенные химические компоненты обладали на стадии ранней щелочности, которая снижалась на стадии ранней кислотности и вновь повышалась на стадии поздней щелочности. При этом подвижность выносимых элементов в целом была больше привносимых, что привело к увеличению пористости пород и уменьшению плотности упаковки минеральных новообразований по мере снижения температуры процесса. Из петрогенных элементов устойчиво выносились на всех стадиях процесса Mg, Ca, Al, Fe, Ti, Mn, (OH), а из редких и рассеянных — Co, V, Mo, Li, Zn и U; устойчивой тенденцией к привносу обладал лишь Si. Поведение остальных элементов связано с характером физико-химической системы метасоматического пороодообразования на различных стадиях процесса кремнещелочного метасоматизма.

Стадия ранней щелочности характеризовалась привносом К и Si, выносом Na; из элементов-примесей привносились Sn и Rb, выносились TR, Th, Ra, Ba, F, Sr.

Стадия, переходная от стадии ранней щелочности к ранней кислотности, характеризовалась привносом как Si и K, так и Na, а из элементов-примесей — Ba и Rb, при снижении подвижности таких привносимых элементов, как K, Rb и Sn, а из выносимых элементов — всех остальных петрогенных и Th.

Стадия ранней кислотности характеризовалась при выносе К привносом Na, а также выносом TR, F, P, Li, Zn, Sn, Th, Ra и др.

Стадия поздней щелочности характеризовалась привносом К, Pb и Ba при выносе Na, а также увеличением подвижности выносимых Ca и Mg.

Сопоставление установленных закономерностей палингено-метасоматической и метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма позволяет сделать вывод, что этим процессам, проходившим в различных термодинамических условиях, были свойственны резкая неравновесность, дифференциальная подвижность химических компонентов и повышенный потенциал в растворах кремния.

При этом по мере снижения температуры процесса гранитизации имела место смена нейтральных условий палингенно-метасоматического порообразования (при пониженном потенциале К и высоком потенциале Al и Na) гранитизацией стадии ранней щелочности в условиях высокого потенциала К и низкого Na и Al. Последней было свойственно развитие процессов кремне-калиевого метасоматического, а на больших (не вскрытых в данном районе) глубинах и процессов магматического (палингенно-метасоматического) замещения и гранитообразования. Но как палингенно-метасоматическая гранитизация, так и наиболее высокотемпературная стадия метасоматической гранитизации характеризовались выносом помимо таких петрогенных элементов, как Cu, Fe, Ti, Mn, Mg, также (OH), F, Cr, V.

Гранитообразование и гранитизация в пределах Буреинского кристаллического массива

Гранитоиды, развитые в докембрийских породах в пределах Буреинского кристаллического массива (хребты Буреинский и Малый Хинган), большинством геологов относились к типичным интрузивным образованиям каледонского или варисского возраста. Г. В. Тимофеевская в 1946 г. впервые указала на возможность возникновения гранитов в пределах хр. Малый Хинган в результате кремне-калиевого метасоматизма. Б. И. Лови и В. А. Махинин явления микроклинизации пород связывали с биробиджанскими (раннепалеозойскими) гранитами, Ю. П. Рассказов и В. В. Васильева — с варисскими розовыми и мяскокрасными лейкократовыми гранитами, а А. П. Глушко — с позднепалеозойскими двуслюдяными гранитами. В. А. Кашковский, Л. В. Эйриш и А. Г. Шендерова рассматривали микроклинизацию как продукт регионального метаморфизма и генетически связывали ее проявление со становлением биробиджанских гранитов.

Исследования, проведенные в пределах водораздельной части Буреинского хребта в верховьях рек Солоны — Чегдамын — Черт* показали, что гранитоиды, развитые в этом районе, в генетическом и возрастном отношении являются более сложными образованиями, чем на это указывалось ранее. Возникновение их происходило как путем интрузии магмы, так и в результате проявления двух разновозрастных и генетически различных видов гранитообразования: ультраметаморфогенного и метасоматического [359].

Основным тектоническим элементом района является антиклиналь северо-восточного направления. В ядре и западном крыле ее развиты докембрийские (нижнепротерозойские [351]) плагиогнейсы и кристаллические сланцы (в номенклатуре [68]) с многочисленными телами гранитоидов, варьирующих по составу от кварцевых диоритов до гранитов и имеющих самые разнообразные формы проявления (табл. 13). Восточное крыло

* В административном отношении изученная территория относится к Верхнебуреинскому району Хабаровского края.

этой антиклинали сложено мезозойскими вулканогенными породами, которые прорваны ларамийскими интрузиями гранитов.

Все указанные гранитоиды по составу были разделены на две группы: плагиограниты (кварцевые диориты и граниты) и гранодиориты, а по способу образования на ультраметаморфогенные, метасоматические, интрузивно-магматические [359]. Сравнительная геолого-петрографическая характеристика ультраметаморфогенных и метасоматических гранитоидов дана в табл. 13, детальное геолого-петрографическое описание их было дано ранее [359].

§ 1. Ультраметаморфогенное гранитообразование

Для исследованного района чрезвычайно характерно многообразие форм проявления ультраметаморфогенных гранитоидов, которые представлены плагиогранитами и кварцевыми диоритами. Среди изученных плагиогранитов и кварцевых диоритов выделены три главнейшие генетические разновидности гранитоидов: 1) ультраметаморфогенно-метаморфогенные, 2) палингенно-метасоматические, 3) интрузивно-анатектические [359].

Образование рассматриваемых гранитоидов происходило, видимо, в процессе ультраметаморфизма погружения и подъема во время проявления раннепротерозойского тектономагматического цикла. Но не исключена возможность также и повторного более молодого, например раннепалеозойского, проявления ультраметаморфизма и связанного с ним гранитообразования. Убедительных данных о временной последовательности в образовании палингенно-анатектических и палингенно-метасоматических гранитоидов не имеется. Можно лишь предполагать по аналогии с другими районами, что существенно палингенно-анатектические гранитоиды представляют собой более ранние образования относительно палингенно-метасоматических гранитоидов, хотя возникновение и тех и других связано с единым тектоно-магматическим циклом [347, 363, 371, 383].

Ультраметаморфогенно-метаморфогенные гранитоиды. Особенности состава диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, залегающих среди плагиогнейсов и кристаллических сланцев в виде пластообразных тел, их строение и взаимоотношение с вмещающими породами (см. табл. 13) позволили прийти к заключению о возникновении их *in situ* в результате перекристаллизации, метаморфического преобразования и селективного плавления, которым подвергались наиболее кислые их разновидности. При этом происходило селективное плавление лейкократовых составляющих этих гнейсов, кварца и плагиоклаза, при одновременной перекристаллизации темноцветных минералов (биотит и роговая обманка). Процессы высокотемпературного ме-

ТАБЛИЦА 13

Сравнительная характеристика различных Буреинского массива

Признаки	Ультраметаморфогенно-метаморфогенные кварцевые диориты, диориты, плагиограниты
Ведущий процесс	Метаморфическое преобразование, перекристаллизация, возможно селективное плавление с последующей дегранитизацией расплава
	Перераспределение элементов внутри горизонтов гранитоидов путем диффузии, возможен вынос калия за их пределы
Глубина развития	Большая (катазона)
Характер и степень метаморфизма, устойчивые фации	Ультраметаморфизм погружения в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций
Тектонический режим	Относительно спокойный на общем фоне негативных движений
Отношение к общей структуре пород	Согласное
Вмещающие породы и породы, подвергшиеся переработке (субстрат)	Плагиогнейсы кристаллические сланцы и амфиболиты
Условия залегания и размеры	Пластообразные тела мощностью от десятков сантиметров до нескольких десятков метров, хорошо выдержанные по простиранию
Тектоническая подготовленность субстрата	Слабая или отсутствует

генетических типов гранитоидов

Палингенно-метасоматические плагиограниты и кварцевые диориты	Кварц-калишпатовые метасоматиты, метасоматические граниты и гранодиориты
Селективное плавление и высокотемпературное замещение, приводившее к гранитизации исходных пород и формировавшегося расплава	Метасоматизм от высоко- до низкотемпературного, приводивший к гранитизации исходных пород
Миграция элементов значительна, путем инфильтрации	Плавление отсутствовало, миграция элементов значительна
Большая и средняя (ката- и мезозона)	Средняя и небольшая (мезо- и эпизона)
Ультраметаморфизм воздымания в условиях амфиболитовой фации	Диафторез в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций
Интенсивная складчатая и разрывная тектоника на общем фоне позитивных движений	Интенсивная разрывная тектоника на общем фоне позитивных движений
Согласное и секущее	Согласное и секущее
Плагиогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты; ультраметаморфогенно-метаморфогенные плагиограниты, кварцевые диориты и диориты	Плагиогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты (для метасоматитов)
	Плагиограниты, кварцевые диориты, диориты, существенно плагиоклазовые породы (для гранитов и гранодиоритов)
Тела самой разнообразной формы и различных размеров с площадью выхода от первых квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров, жилы	
Интенсивное брекчирование и дробление	Самая различная: от полного отсутствия катаклаза до интенсивного брекчирования, дробления, милонитизации и рассланцевания

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 13

Признаки	Ультраметаморфогенно-метаморфогенные кварцевые диориты, диориты, плагиограниты
Отношение с вмещающими породами	Постепенные переходы по простиранию и вкрест ему
	Гнейсовидная и полосчатая текстура переходит в массивную
	Лепидо- и нематогранобластовая структура преобразовывалась в гранобластовую, гилпидиоморфно-зернистую
	Минеральный состав в качественном отношении не изменялся, в количественном несколько усреднялся
Строение тел и массивов	Текстурная, структурная и в меньшей степени минералогическая и химическая однородность
	Иногда имеется некоторая послынная неоднородность пластообразных тел значительной мощности вкрест их простиранию. Выражается в неоднородности состава и количества темноцветных минералов: послынное обогащение биотитом, пироксеном, роговой обманкой или гранатом, или несколькими из них, отражающее состав пород

Палингено-метасоматические плагииграниты и кварцевые диориты	Кварц-калишпатовые метасоматиты, метасоматические граниты и гранодиориты
Постепенные переходы по простираанию (первые сантиметры)	и вкрест ему как на значительных расстояниях (до нескольких десятков метров), так и в пределах узких зон
Гнейсовидная и полосчатая текстура переходит в реликтовую плоскопараллельную, теневую и массивную	Гнейсовидная и полосчатая текстура переходят в очковую и реликтовую плоскопараллельную, реже в массивную, реликтовая плоскопараллельная и теневая — в массивную
Лепидо- и нематогранобластовая структура преобразовывалась в гранобластовую, коррозионную, в структуры замещения и в гипидиоморфнозернистую	Лепидо- и нематогранобластовая структура преобразовывалась в порфиробластовую, гранобластовую и гранитовую
Содержание плагиоклаза и кварца увеличивалось, а биотита и роговой обманки уменьшалось; плагиоклаз деанортитизирован	Появлялся калишпат, содержание кварца увеличивалось, плагиоклаз деанортитизировался, а количество его, как и содержание биотита и роговой обманки, уменьшалось
Резкая текстурная, структурная, минералогическая и химическая неоднородность	
Наличие в гранитоидах плоскопараллельных текстур, обусловленных реликтовыми темноцветными минералами, параллельных текстурам вмещающих пород и их реликтов, заключенных в гранитоидах	
Наличие в гранитоидах многочисленных разрозненных реликтов субстрата и их теневых текстур, постепенно переходящих через зоны гранитоидов с теневыми текстурами в массивные породы. Гнейсовидные и полосчатые текстуры реликтов параллельны как между собой, так и с текстурами вмещающих пород и плоскопараллельным текстурам гранитоидов.	

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 13

Признаки	Ультраметаморфогенно-метаморфогенные кварцевые диориты, диориты, плагиограниты
Строение тел и массивов	Присутствие внутри новообразованных тел реликтовых пластов и линзообразных тел амфиболитов и кристаллических сланцев, простирание которых соответствует как простиранию вмещающих пород, так и реликтовой послонной неоднородности самих тел гранитоидов. В то же время брекчиевидные реликты плагиогнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов (или какой-либо другой формы, кроме пласто- и линзообразной) отсутствуют
Текстуры	Массивная
Структуры	Средне- и крупнозернистая гипидиоморфнозернистая и в различной степени приближающаяся к ней при резко подчиненной роли структур замещения и коррозии темных минералов кварцем и плагиоклазом
Минеральный состав	Аналогия минерального состава с составом исходной породы Олигоглаз-андезин, кварц, роговая обманка, биотит, редко гранат и моноклинный пироксен

Палингенно-метасоматические плаггиограниты и кварцевые диориты	Кварц-калишпатовые метасоматиты, метасоматические граниты и гранодиориты
<p>Иногда вмещающие амфиболиты и кристаллические сланцы прослеживаются на значительные расстояния по простиранию внутри массивов гранитоидов в виде отдельных реликтов и тневых текстур. Иногда такие пласты переходят как бы «насквозь» через массивы гранитоидов как в виде выдержанных пластов и реликтов их, так и в виде тневых текстур. Тневые текстуры в этих случаях «связывают» отдельные реликты в единый пласт</p>	
<p>Присутствие в гранитоидах реликтов гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов самой разнообразной формы и размеров, имеющих как резкие контакты с гранитоидами, так и постепенные</p>	
Плоскопараллельная, шлировая, такситовая, тневая, полосчатая, массивная	Плоскопараллельная, шлировая, такситовая, тневая, полосчатая, массивная, очковая
Средне- и крупнозернистая, разнозернистая, гранобластовая, гипидиоморфнозернистая	Мелко-, средне- и крупнозернистая, перматоидная, гранобластовая, порфиробластовая, гранитовая
Широкое развитие коррозионных структур и структур замещения кварцем и плагноклазом темноцветных минералов и апатита	Широкое развитие коррозионных структур и структур замещения калишпатом и кварцем плагноклаза и темноцветных минералов
Реликтовые структуры дробления и катаклаза минералов субстрата отсутствуют	Наличие или отсутствие реликтовых структур дробления и катаклаза плагноклаза во вновь образовавшихся калишпате и кварце
<p>Минеральный состав гранитоидов и исходных пород различный</p>	
<p>Новообразования: олигоклаз, кварц. Реликтовые минералы: биотит, роговая обманка, олигоклаз-лабрадор, редко гранат и апатит</p>	<p>Новообразования: калишпат, кварц, альбит. Реликтовые минералы: биотит, роговая обманка, гранат, редко моноклинный пироксен и силлиманит, олигоклаз-лабрадор. Промежуточные продукты реакции: альбит, зеленая слюда, мусковит, эпидот-цоизит, лейкоксен и сфен</p>

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 13

Признаки	Ультраметаморфогенно-метаморфогенные кварцевые диориты, диориты, плагиограниты
Минеральный состав	Близость количественного минерального состава к составу исходных пород
	Близость или почти тождественность состава плагиоклаза, биотита и роговой обманки гранитоидов составу минералов исходных плагиогнейсов
	Плагиоклаз в гранитоидах иногда становится зональным
Химический состав	Близок к составу исходных плагиогнейсов, отклонения незначительны и не имеют определенных закономерностей. Возможно имел вынос калия.
Прочие свойства	

Палингенно-метасоматические плагиограниты и кварцевые диориты	Кварц-калишпатовые метасоматиты, метасоматические граниты и гранодиориты
Резкое различие в количественном минеральном составе гранитоидов и исходных пород	
Близость или почти тождественность реликтовых темноцветных и аксессуарных минералов к минералам исходных пород при некотором повышении железистости реликтовых феррических минералов	
Состав плагиоклаза в гранитоидах более кислый, чем в исходных породах	
Непостоянство состава зерен плагиоклаза для различных участков массивов гранитоидов	
	Непостоянство оптических свойств калиевого полевого шпата нередко даже в пределах одного и того же зерна
Резко отличается от состава переработанных пород	
Привносились K, Na, Si. Выносились H ₂ O, Fe, Ti, Mg, Mn, Ca, Al, O и большинство редких и рассеянных элементов	Привносились K и Si; Na то выносился, то привносился; выносились H ₂ O, Fe, Ti, Mg, Mn, Ca, Al, O и большинство редких и рассеянных элементов
Повышенное содержание в плагиоклазе K ₂ O	Калишпат представлен триклинной и моноклинной разновидностями со всеми взаимопереходами. Замещение калишпатом и кварцем плагиоклаза сопровождалось его деанортитизацией; роговой обманки — выделением сфена, лейкоксена и эпидотцоизитового агрегата; биотита — выделением сфена и лейкоксена. Биотит при этом нередко переходил в зеленую слюду и мусковит

тасоматизма и миграция элементов имели подчиненное значение. Результаты сравнения химического и минерального состава биотит-роговообманкового плагиогнейса (табл. 14, проба I) и образовавшегося за его счет кварцевого диорита (проба II) подтверждают этот вывод* (табл. 14, 15). Расхождения в ми-

ТАБЛИЦА 14

Минеральный состав* горных пород
Буреинского кристаллического массива

Минералы	I**	II	III	IV	IVa	V	VI
Плагиоклаз	49,0	54,0	61,6	67,0	64,3	43,3	31,3
Кварц	27,8	23,0	5,6	27,0	16,3	14,1	9,4
Калиевый полевой шпат	—	—	—	—	—	32,6	39,8
Биотит	22,4	20,0	9,2	4,5	6,8	10,0	6,9
Роговая обманка	0,8	3,0	22,9	1,5	12,2	—	13,6
Рудный, циркон	—	—	0,7	—	0,4	—	—
Сумма	100	100	100	100	100	100	100

* Подсчитан на интеграционном столике, % (по объему).

** I — биотит-роговообманковый плагиогнейс; II — биотит-роговообманковый кварцевый диорит (палингено-анатектический); III — биотит-роговообманковый плагиогнейс из реликтового пласта, заключенного в плагиограните (IV); IV — биотит-роговообманковый плагиогранит (палингено-метасоматический); IVa — биотит-роговообманковый плагиогранит с реликтами плагиогнейса; V — биотитовый гранит (метасоматический); VI — гранитизированный биотит-роговообманковый плагиогнейс.

неральном составе этих пород не превышают 5%. Учитывая точность подсчета, можно допустить, что по минеральному составу кварцевый диорит и плагиогнейс тождественны. Некоторая разница в содержании Si, Al, Mn, Na в субстрате и кварцевом диорите может быть обусловлена составом плагиогнейса, за счет которого образовался данный кварцевый диорит, а также аналитическими погрешностями. Результаты спектральных анализов не показывают существенного различия в содержании элементов-примесей в плагиогнейсе и кварцевом диорите.

* Все выводы о химическом составе рассматриваемых процессов основаны на результатах пересчета данных химических анализов горных пород по атомно-объемному методу с учетом расчета баланса вещества также и по окисно-объемному методу [151, 362]. Каждая из проб, анализы которых приведены в табл. 15, состояла из нескольких образцов массой 200—500 г, отобранных на расстоянии, не превышающем 2 м, из тела исследуемой горной породы. После дробления и истирания в результате квартования выделялась навеска в 100—150 г, которая и анализировалась. Проба I отобрана из пластообразных тел плагиогнейсов, заключающих в себе пластообразное тело светло-серого среднезернистого кварцевого диорита с массивной текстурой мощностью порядка 3 м, из которого отобрана проба II.

ТАБЛИЦА 15

Результаты анализа химического состава
горных пород Бурейнского кристаллического
массива, % (по массе) *

Компо- ненты	I	II	III	IV	IVa	V	VI
SiO ₂	59,80	62,80	50,36	67,72	59,04	68,12	55,38
TiO ₂	0,98	0,80	0,82	0,38	0,60	0,34	1,04
Al ₂ O ₃	17,13	15,80	15,52	15,69	15,64	14,82	15,07
Fe ₂ O ₃	0,63	1,26	1,26	0,46	0,86	0,30	0,98
FeO	6,10	5,10	7,38	2,54	4,96	3,49	5,57
MnO	0,08	0,08	0,16	0,02	0,09	0,07	0,14
MgO	3,90	2,60	8,10	1,66	4,88	0,91	6,24
CaO	2,40	4,20	9,28	4,80	7,04	2,84	6,22
Na ₂ O	2,80	2,98	3,24	4,14	3,69	3,91	2,39
K ₂ O	2,72	1,56	0,90	1,38	1,14	3,21	3,68
H ₂ O ⁺	2,83	2,32	2,72	1,28	2,00	1,70	2,49
H ₂ O ⁻	0,26	0,26	0,16	0,22	0,19	0,15	0,10
TR	0,07	0,06	0,04	0,03	—	—	—
Σ	99,70	99,82	99,94	100,32	100,13	99,86	100,30
<i>d_m</i>	2,73	2,70	2,87	2,68	2,77	2,69	2,84
<i>d_г</i>	2,69	2,66	2,84	2,65	2,74	2,62	2,74
<i>П</i>	1,46	1,48	1,04	1,10	1,08	2,60	3,52

* Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Всесоюзного научно-исследовательского геологического института химиками К. А. Капраловой, О. Г. Орбидан, Л. С. Юдиной. Название горных пород дано в табл. 14, пояснение — в табл. 13.

Однако общее уменьшение содержания элементов, и в частности Fe, Mg, K и (OH)⁺, при увеличении количества атомов Ca может свидетельствовать о развитии процессов дегранитизации исходных пород в процессе выборочной мобилизации, а затем в процессе выноса K и H₂O из возникшего расплава в системе метаморфических пород. Вынос из гранитоидов, а затем и из расплава Fe и Mg осуществлялся, по-видимому, в результате одновременно развивавшихся процессов метаморфической дифференциации и приводил к обогащению ими вмещающих пород (локальная метасоматическая базификация). Повышение в гранитоидах содержания Ca может быть, по-видимому, связано с уменьшением объема пород в процессе выноса указанных элементов, так как никаких признаков проявления кальциевого метасоматоза не устанавливается. Внутренняя энергия плагиогнейса равна 99,118 ккал/см³, а кварцевого диорита — 100,420 ккал/см³ [151]. Некоторое увеличение ее в кварцевом диорите может указывать на высокую температуру, которая привела к его возникновению.

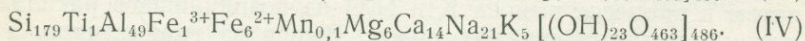
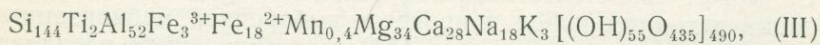
Палингено-метасоматические гранитоиды представлены светло-серыми средне- и крупнозернистыми породами плагио-

гранитового состава с отклонением в ряде случаев до кварцдиоритового состава.

Особенности состава рассмотренных плагиогранитов, их строение и взаимоотношения с вмещающими породами (см. табл. 13) позволили прийти к заключению о возникновении их *in situ* в результате глубокой переработки плагиогнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев в результате одновременно действовавших процессов высокотемпературного метасоматического замещения, переходивших в магматическое, и значительной миграции вещества. Результаты сравнения минерального и химического состава биотит-роговообманкового плагиогнейса (проба III) и образовавшегося за его счет плагиогранита (проба IV) подтверждают этот вывод и позволяют установить некоторые детали процесса (см. табл. 14—15) *.

Формирование плагиогранита сопровождалось увеличением во вновь образовавшейся породе содержания кварца, плагиоклаза и уменьшением количества биотита, роговой обманки, рудных и аксессуарных минералов (см. табл. 14). При этом роговая обманка частично замещалась биотитом, а андезин-лабрадор плагиогнейсов (реже лабрадор-битовнит) переходил в олигоклаз-андезин. В процесс минерального преобразования пород при возникновении плагиогранита было вовлечено не менее 50% состава исходной породы. Соотношение между количественным минеральным изменением при образовании плагиогранита, равным 50%, и гораздо меньшим привносом-выносом элементов (10%) свидетельствует об интенсивности процесса перекристаллизации, наряду и одновременно с минералообразованием путем замещения (рис. 46, а, в).

Состав биотит-роговообманкового плагиогнейса (III) и плагиогранита (IV) выражается в виде атомно-объемных формул [362]:



Образование рассматриваемого плагиогранита происходило в результате привноса Si, Na, K и выноса H, Mg, Ca, Fe, O, Al, Ti, Mn (см. рис. 46, в). Из элементов-примесей при образовании плагиогранита выносились Ni, Co, V, Cr, Zr, Cu, Sc и редкоземельные элементы; содержание Pb, Zn, Ga, Y, Sr, Ba осталось неизменным, но количество U возросло.

* Проба III отобрана из реликтовых линзообразных тел плагиогнейсов мощностью 0,1—0,5 м, заключенных в палингено-метасоматическом плагиограните. Последний имеет теневую небулитовую и полосчатую реликтовую текстуру, совпадающую с простираем гнейсовидных текстур реликтовых тел плагиогнейсов и кристаллических сланцев. Проба IV отобрана из такого же плагиогранита, из которого взята проба III,—на простираении реликтовых тел плагиогнейсов.

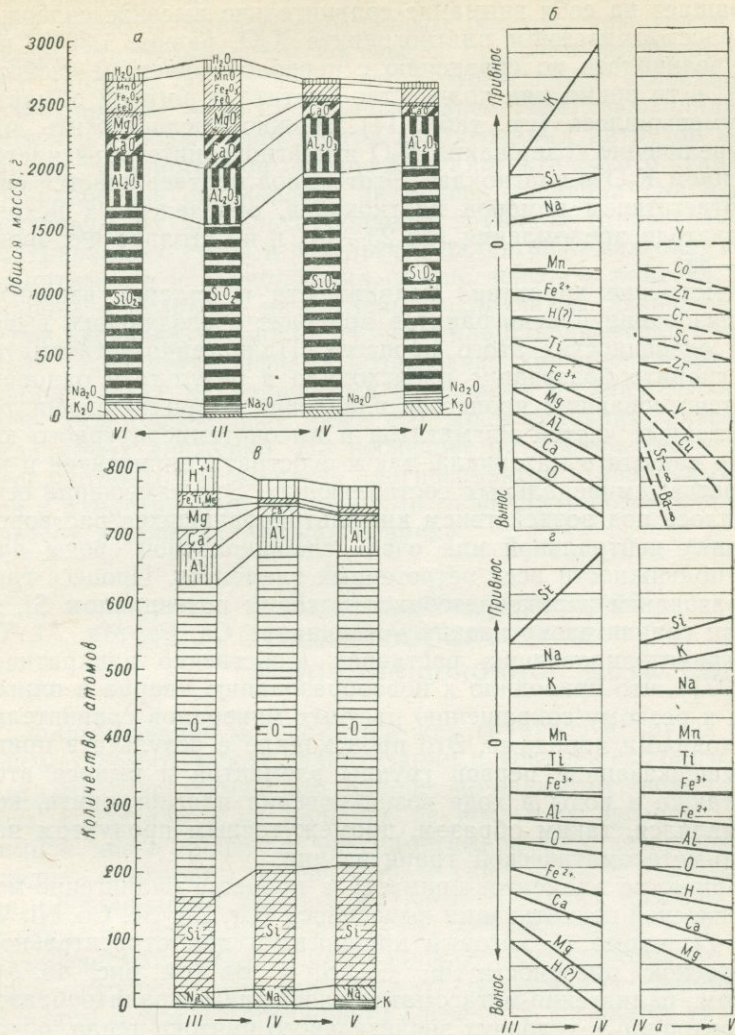


Рис. 46. Миграция химических компонентов в процессе палингенно-метасоматического плагиигранитообразования (III, IV), метасоматического гранитообразования (IV, V), и метасоматической гранитизации (III—VI) в докембрии Бурейнского хребта.

а — привнос-вынос вещества из расчета на геометрический объем породы 1000 см³; б — изменение миграционной способности элементов при переходе от палингенно-метасоматического гранитообразования к метасоматическому (1 дел. = 100%); в — привнос — вынос атомов элементов из расчета на геометрический объем породы 100 000 Å³; г — то же (1 дел. = 10 атомов); III — биотит-роговообманковый плагиигранейс — плагиигранейс кристаллический сланец; IV — биотит-роговообманковый палингенно-метасоматический плагиигранит; IVa — биотит-роговообманковый палингенно-метасоматический плагиигранит с реликтами плагиигранейса; V — биотитовый метасоматический гранит; VI — гранитизированный биотит-роговообманковый плагиигранейс.

Обращает на себя внимание сравнительно высокое содержание в рассматриваемом плагиограните K_2O , равное 1,38%, которое увеличилось по сравнению с перерабатываемым гнейсом на 47%, в то время как количество биотита и роговой обманки резко уменьшилось (см. табл. 14). Можно предположить, что такое увеличение содержания K_2O в плагиограните объясняется вхождением K_2O в плагиоклаз. Этот вывод подтверждается еще и несоответствием номеров плагиоклаза, определенных исходя из показателя преломления (№ 23—44) и на столике Федорова (№ 13—35).

Рассмотрение характера подвижности и баланса вещества при образовании плагиогранитов приводит к следующим выводам об особенностях этого процесса. Палингенно-метасоматическое гранитообразование происходило в результате одновременно действовавших процессов плавления кварц-полевошпатовых составных частей мигматитов и высокотемпературного замещения как этого материала, так и субстрата мигматитов и их темноцветных минеральных составляющих. Это замещение осуществлялось под воздействием инфильтрировавшихся растворов в условиях нейтральной или очень слабощелочной среды при полной подвижности всех петрогенных элементов. Процесс гранитообразования характеризовался высоким потенциалом Si, K и Na при сравнительно низких потенциалах Ca, Fe, Mg, Al, Ti, Mn в гранитизировавшихся растворах (собственно надкритических [297]), что приводило к новообразованию кварца и олигоклаза и к резкому сокращению цветных минералов сравнительно с исходными породами. Это происходило в результате привноса вышеуказанной первой группы элементов и выноса второй, а также и воды в ходе возникновения плагиогранита, который являлся, таким образом, промежуточным продуктом палингенно-метасоматической гранитизации.

Большинство элементов-примесей в процессе палингенно-метасоматической гранитизации выносилось (Cr, Zn, Sc, Co, Ni, V, Cu, Zr, Y), кроме U, который привносился при относительной геохимической инертности Pb, Ga, Sr и Ba (см. рис. 46, б). При этом палингенно-метасоматическое плагиогранитообразование проходило в условиях значительного притока тепла, обусловленного образованием плагиогранитов, внутреннего энергия которых ($101,343 \text{ ккал/см}^3$) больше таковой исходных плагиогнейсов ($96,921 \text{ ккал/см}^3$) [151], несмотря на то, что пористость пород в процессе палингенно-метасоматической гранитизации, хотя и незначительно, но все же увеличивалась.

Интрузивно-анатектические гранитоиды представлены плагиогранитами и кварцевыми диоритами, обладающими массивными однородными структурами и нередко содержащими в себе реликты плагиогнейсов и амфиболитов [359]. Эти породы наблюдаются как в виде относительно крупных интрузивных тел, так и в форме жил, рвущих мигматизированные плагиогнейсы.

По минеральному составу эти плагииграниты и кварцевые диориты подобны вышерассмотренным генетическим типам гранитоидов. Закономерности состава и строения интрузий кварцевых диоритов и плагиигранитов, отражающие особенности их возникновения и рассмотренные ранее [264], позволили выделить эти породы среди других гранитоидных интрузий под названием «гранитоидов интрузивно-анатектического типа». Их возникновение обусловлено инъекцией расплава (магмы), возникшего на несколько больших глубинах относительно рассматриваемого среза в результате палингенно-метасоматической гранитизации и реоморфизма плагиигнейсов и кристаллических сланцев в условиях интенсивных складчатых движений. Внедрение расплава, очевидно, происходило одновременно с проявлением ультраметаморфизма воздымания как в пределах наблюдаемого среза, находившегося в то время на значительной глубине, так и несколько ниже его, но в условиях интенсивных складчатых движений. На последнее обстоятельство указывает нередко очень тесная связь плагиигранитов и кварцевых диоритов с пликативными структурами нижнепротерозойских плагиигнейсов и кристаллических сланцев.

§ 2. Метасоматическое гранитообразование и кремнещелочной метасоматизм

Формирование метасоматических гранитов и других продуктов метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма в исследованном районе, по-видимому, возможно связать с развитием на больших не вскрытых эрозией глубинах земной коры процессов ультраметаморфизма воздымания. Последние синхронны основной фазе складчатости и метаморфизма, проявившейся предположительно в раннем палеозое, а возможно, по аналогии с хр. Джагды-Тукурингра, и в мезозое. Развитие метасоматической гранитизации происходило в условиях общего преимущественного воздымания земной коры. В одном и том же эрозионном срезе, т. е. на одном уровне глубинности, наблюдается смена метасоматитов, возникших в результате высокотемпературного кремне-калиевого и кремне-кали-натриевого метасоматизма продуктами среднетемпературного кремне-калиевого и кремне-кали-натриевого метасоматизма и затем продуктами низкотемпературного кремне-натриевого и, наконец, кремниевое метасоматизма. Возникшие при этом процессе кварц-полевошпатовые метасоматиты развивались по разнообразным плагиигнейсам, кристаллическим сланцам, плагиигранитам и кварцевым диоритам, а также по милонитам указанных пород. В зависимости от характера перерабатываемых образований различаются: массивные, гнейсовидные, аплито-

видные, равномерно- и неравномернозернистые, очковые и пегматоидные метасоматиты и метасоматические граниты и гранодиориты. По составу метасоматиты разделены на кварц-калишпатовые и кварц-альбитовые.

Кварц-калишпатовые метасоматиты, в свою очередь, по характеру полевого шпата разделены на две группы: на кварц-ортоклаз-микроклиновые и кварц-микроклиновые. По текстурно-структурному признаку среди них выделены также и метасоматические граниты (см. табл. 13). Геологические данные позволяют сделать вывод, что отличие состава и структурно-текстурных особенностей кварц-калишпатовых метасоматитов от метасоматических гранитов обусловлены главным образом особенностями исходных пород, подвергшихся метасоматическому замещению. Так, для метасоматических гранитов и гранодиоритов характерна тесная пространственная, внешне часто совершенно незакономерная, связь с плагиогранитами и кварцевыми диоритами — продуктами ультраметаморфогенного гранитообразования. В то же время рассматриваемые метасоматиты образовывались иногда и позже возникновения метасоматических гранитов. В этих случаях метасоматиты нередко развиты внутри указанных гранитов в зонах дробления и милонитизации и представлены в основном кварц-микроклиновыми разностями, которые развиты также и в зонах дробления, секущих существенно кварц-ортоклазовые метасоматиты. Подобные взаимоотношения метасоматических образований указывают на то, что процесс кремне-калиевого метасоматизма был достаточно длительным и приводил к возникновению метасоматитов, крайними типами которых являлись: наиболее ранними — кварц-ортоклаз-микроклиновые, а наиболее поздними — кварц-микроклиновые метасоматиты. Особенности геологического строения и состава рассматриваемых метасоматитов, в том числе метасоматических гранитов, отражены в табл. 13.

Особо следует отметить особенности калиевого полевого шпата метасоматитов, характеризующегося широким колебанием его кристаллооптических свойств. Эти колебания наблюдались в калишпате как в разных участках пород, так и в одном и том же штуфе. В ряде случаев даже в пределах одного и того же зерна калиевого полевого шпата разные участки его имеют различную степень триклинности (табл. 16). Многочисленные измерения углов $Ng: \perp (010)$ и $Nm: \perp (001)$ на столике Федорова выявили наличие как крайних членов (ортоклаза и микроклина), так и промежуточных между ними разностей. Что же касается угла оптических осей, то колебания величины его оказались еще более значительными. Для участков калишпата моноклинной симметрии $2V$ колебалось от -40 до -87° . В ряде случаев с достоверностью измерены по двум выходам оптических осей с проверкой в сходящемся свете положительные $2V$, равные $60-76^\circ$. Та же самая картина наблюдалась и

ТАБЛИЦА 16

Изменение степени триклинности и величины угла оптических осей калиевых полевых шпатов кварц-калишпатовых метасоматитов и метасоматических гранитов *

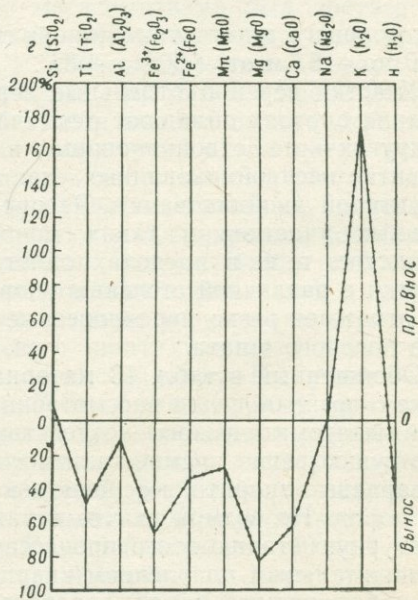
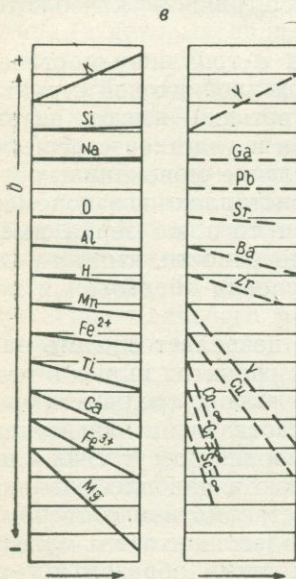
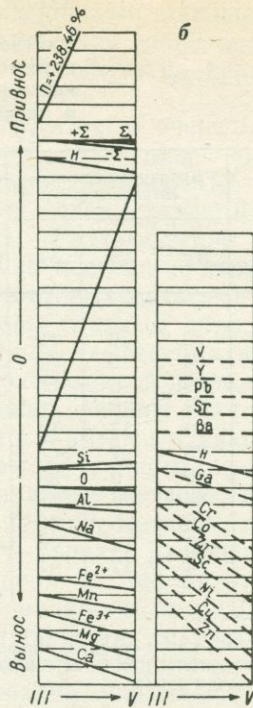
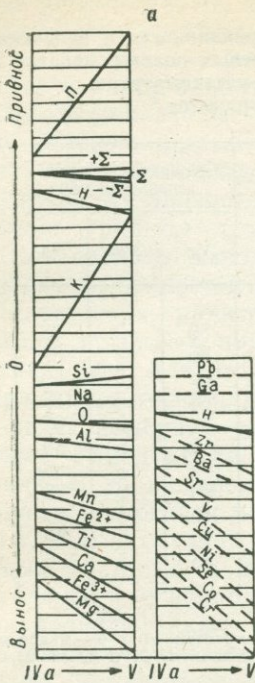
№ п/п	Координаты полюса спайности (001)			2V по двум осям	№ п/п	Координаты полюса спайности (001)			2V по двум осям
	Ng	Nm	Np			Ng	Nm	Np	
1	89	10	82	+40	12	89	12	78	+70
2	84	6	88	-87	13	86	4	89	+80
3	89	6	85	-66	14	82	8	89	+82
4	84	6	88	-87	15	84	6	88	+72
5	74	17	81	+84	16	82	9	87	+74
6	76	27	66	+60	17	85	5	89	+80
7	89	6	85	-66	18	82	8	88	+68
8	84	6	88	-87	19	90	18	72	+86
9	85	5	88	+72	20	76	15	84	+88
10	80	14	78	+56	21	76	16	80	+68
11	74	17	81	+84	22	88	5	86	-48

* № 1—4 — кварц-ортоклаз-микроклиновые метасоматиты; № 5—6 — кварц-микроклиновые метасоматиты; № 7—22 — метасоматические граниты. № 3 и 4, 12—22 — соответственно в едином зерне.

для полевого шпата триклинной симметрии: 2V колеблется от -40 до -87 и от $+56$ до $+84^\circ$.

Участки зерен и отдельные зерна с триклинным строением в одних случаях обладают решетчатой двойниковой структурой, в других — не сдвойникованы, в третьих — имеют пятнистое развитие несдвойникованных участков и участков с решетчатой структурой двойникования. Распределение моноклинных и триклинных участков в таких монокристаллах закономерно, пятнистое, т. е. в пределах одного и того же зерна имеются участки с различной степенью упорядоченности, что, по-видимому, отражает резко неравновесные условия образования подобного полевого шпата.

Обобщенный в табл. 13 материал позволяет сделать заключение о возникновении рассмотренных гранитов *in situ* в результате метасоматического воздействия высоко-среднетемпературного существенно кремне-калиевого раствора на плагиограниты и кварцевые диориты в основном в условиях отсутствия плавления пород. Но возможно, что в раннюю и наиболее высокотемпературную стадию этого процесса метасоматизм сопровождался значительным плавлением кварц-полевошпатового материала перерабатываемых пород, перерастая таким образом в так называемое магматическое замещение.



Выполненные анализы рассмотренных метасоматических образований (см. табл. 14, 15, пробы V и VI) * подтверждают выводы, сделанные на основе геолого-петрографических исследований, и уточняют некоторые особенности процесса метасоматической гранитизации. Так, рассматриваемые метасоматические граниты (проба V) сформировались в результате наложения среднетемпературного кремне-кали-натриевого метасоматизма на образования высокотемпературной стадии метасоматической гранитизации, которые развивались за счет плагиогранитов. Возникновение метасоматических гранитов сопровождалось образованием калиевого полевого шпата с весьма изменчивыми свойствами (от ортоклаза до микроклина) в количестве 33% и уменьшением содержания плагиоклаза на 21,0, роговой обманки на 12, рудных и акцессорных минералов на 0,4%, но увеличением содержания биотита (на 10%) за счет замещения им роговой обманки субстрата. Соотношение между минеральным изменением при образовании гранитов, равным около 76%, и гораздо меньшим привносом-выносом элементов (около 10%; рис. 46, а, в; 47, а, б) свидетельствует о значительной интенсивности процессов перекристаллизации и перераспределения вещества наряду и одновременно с метасоматическим минералообразованием. Возникновение метасоматического гранита сопровождалось привносом Si, K, Na и выносом Mg, Ca, O, Al, Fe, Ti, Mn (рис. 46, а, в, г; 47, б, г). Из рассеянных и редких элементов выносились Ba, Zr, Cr, V, Sc, Cu, Ni, Co, содержание Pb, Ga оставалось неизменным, но количество Y как будто несколько возрастало (рис. 47, а).

Анализ реальной геохимической подвижности элементов в процессе образования рассматриваемого гранита приводит к выводу, что возникновение гранита за счет плагиогранита происходило под воздействием высоко-среднетемпературных, по-видимому щелочных, растворов в условиях полной геохимической подвижности петрогенных элементов. Этот процесс характери-

* Проба V отобрана из метасоматического гранита, развивавшегося за счет палингено-метасоматического плагиогранита, из которого взята проба IVa, представляющая собой усредненную пробу плагиогранита, содержащего многочисленные реликты плагиогнейсов. Проба VI отобрана из Кв-Кпш-метасоматита, развивавшегося за счет биотит-роговообманкового плагиогнейса, по минеральному составу идентичного таковому пробы III.

Рис. 47. Миграция химических компонентов в процессе метасоматического гранитообразования в докембрии Буреинского хребта.

а и б — привнос-вынос элементов, % (по массе; 1 дел.=20%); в — относительная миграционная способность элементов в процессе формирования метасоматического гранита (V) за счет плагиогранита с реликтами гнейса (IVa) (1 дел.=100%); г — привнос-вынос элементов (или окислов), % (по массе) при формировании метасоматического гранита за счет плагиогранита с реликтами плагиогнейсов (V за счет IVa). III — биотит-роговообманковый плагиогнейс — плагиоклазовый кристаллический сланец; IVa — биотит-роговообманковый палингено-метасоматический плагиогранит с реликтами плагиогнейсов; V — биотитовый метасоматический гранит.

зовался повышенным потенциалом в гранитизировавших растворах Si, Na, K и пониженным — Mn, Fe, Ti, Mg, Ca, Al и части элементов-примесей (Ni, Co, Cr, Zr, Cu, V). Наибольшей геохимической подвижностью в этом процессе обладали K, Si, Mg и Ca, а наименьшей — Ti, Al, Na, Mn при относительной инертности Pb и Ga.

Подвижность выносимых элементов в целом была больше подвижности привносимых, что привело к общему выносу вещества (рис. 46, *a, в*, 47, *a, б, г*) и к значительному увеличению пористости образовавшегося метасоматического гранита сравнительно с исходными породами (рис. 47, *a, б*). На ранней наиболее высокотемпературной стадии метасоматизма процесс гранитизации, возможно, частично сопровождался селективным плавлением, а позднее проходил уже в условиях отсутствия подобного плавления*.

§ 3. Об общей направленности процессов гранитообразования и гранитизации

В пределах исследованной части Буреинского хребта развиты продукты двух видов гранитообразования — ультраметаморфогенного и метасоматического, значительно разделенных во времени, но пространственно нередко совпадавших. Эти два вида гранитообразования обусловлены различными физико-химическими условиями, проявились на разной глубине и приводили к образованию разнообразных по химическому и минеральному составу пород. Каждый вид гранитообразования отвечал определенной эпохе максимальной тектонической активности в районе.

Ультраметаморфогенное гранитообразование происходило в условиях ультраметаморфизма и в конечном итоге в крайнем своем проявлении приводило к образованию расплава, способного интродуцировать в вышележащие горизонты земной коры.

Палингенно-анатектическое и метаморфогенное гранитообразование, развивавшееся в условиях слабой тектонической проработки исходных пород субстрата (ультраметаморфизм погружения)**, характеризовалось преимущественным развитием процесса частичного селективного плавления, перекристаллизации и метаморфического преобразования пород при ограничен-

* Величина внутренней энергии (ккал/см³ [151]) метасоматического гранита (99,75) больше внутренней энергии плаггиогнейсов (I—99,12; III—99,92) и Кв—Кпш-метасоматита (VI—96,13), но меньше энергии плаггиогранита (IV—100,42) и кварцевого диорита (II—101,35).

** По-видимому, в условиях гранулитовой фации, первичные парагенезисы которой были практически полностью переработаны последующими процессами.

ной миграции элементов. Эта миграция происходила в основном путем диффузии в межзерновом расплаве, приводя к выравниванию состава пород, а затем и самого расплава. И лишь в ограниченных масштабах осуществляя вынос из него элементов и в первую очередь воды и калия, благодаря чему происходила дегранитизация расплава. Состав пород, возникших в ходе палингенно-анатектического гранитообразования, обусловлен составом перерабатываемых пород и явлениями дегранитизации. В изученном районе в результате палингенно-анатектического гранитообразования возникали плагиограниты и кварцевые диориты.

Палингенно-метасоматическое гранитообразование, во времени развившееся позже палингенно-анатектического, хотя и в пределах единого тектоно-магматического цикла, происходило в условиях ультраметаморфизма воздымания амфиболитовой фации в результате селективного плавления кварц-полевошпатового материала мигматитов как с предшествовавшим, так и с одновременно развивавшимся высокотемпературным (магматическим) замещением тугоплавких составных частей мигматитов в результате миграции элементов главным образом путем инфильтрации растворами.

Процесс этого типа гранитообразования проходил с поглощением энергии в условиях полной геохимической подвижности всех петрогенных элементов. Наибольшей подвижностью при этом обладали Si и Na (положительной), Mg и Ca (отрицательной); поведение Ti и Mn характеризовалось минимальной подвижностью. Для палингенно-метасоматического гранитообразования характерен низкий потенциал в растворах (по степени предполагаемого уменьшения потенциала) O, Ca, Mg, Fe, Ti, Mn, Al при сравнительно большом потенциале Si, Na, K, что привело к образованию плагиоклаза и кварца в результате привноса Si, Na и K, с выносом Mg, Ca, Fe, O, Al, Ti, Mn (см. рис. 46). Подвижность выносимых элементов в целом больше привносимых, что привело к некоторому увеличению пористости возникавших гранитоидов. Большинство рассеянных и редких элементов в ходе гранитизации выносилось (редкоземельные элементы, Cr, Zr, Sc, V, Cu, Ni, Co), кроме U, который привносился, при относительной инертности Pb, Zn, Ga, Y, Sr, Ba. В исследованном районе палингенно-метасоматическое гранитообразование выразилось в возникновении гранитоидов ряда кварцевых диоритов — плагиогранитов.

Метасоматическая гранитизация происходила в результате существенно кремне-калиевого метасоматизма в условиях отсутствия плавления кварц-полевошпатовой составной части пород и определенного режима пороодообразования от эпидот-амфиболитовой через альбит-эпидот-амфиболовую и до зеленосланцевой фаций метаморфизма. По мере перемещения гранитизировавшихся растворов в процессе этого вида гранитизации в более

поверхностные и слабее прогретые зоны земной коры происходило изменение в составе продуктов гранитизации. Это изменение выразалось в смене кварц-ортоклаз-микроклиновых пород кварц-микроклиновыми, затем кварц-альбит-микроклиновыми и, наконец, кварц-альбитовыми метасоматитами. Формирование продуктов метасоматической гранитизации в исследованном районе предположительно связывается с развитием ультраметаморфизма воздымания на больших не вскрытых эрозией глубинах земной коры.

Процесс метасоматической гранитизации происходил при весьма высокой активности Si и щелочей, но в условиях понижения потенциала K и возрастания относительной активности Na при уменьшении температуры растворов. Развитие высокотемпературной стадии метасоматизма, возможно, сопрвождавшегося на наиболее ранних этапах селективным плавлением пород, протекало в резко неравновесных условиях с выделением или поглощением энергии (в зависимости от состава перерабатываемых исходных пород) при полной подвижности всех петрогенных элементов. В реальном рассмотренном ранее процессе наибольшей подвижностью обладали Si и K (положительной), Mg и Ca (отрицательной); поведение Mn и Ti характеризовалось минимальной подвижностью. Для этой высокотемпературной стадии гранитизации характерен низкий потенциал в гранитизировавших растворах (по степени предполагаемого уменьшения потенциала) O, Ca, Fe, Mg, Ti, Mn при сравнительно большом потенциале Si, Na, K. Это привело к образованию кварца, калиевого полевого шпата, в резко подчиненном количестве альбита и замещению роговой обманки биотитом и зеленатовой слюдой в результате привноса Si, K и Na и выноса Mg, Ca, H, O, Al, Fe, Ti и Mn (рис. 46, а, в; 47, а, б). Подвижность выносимых элементов в целом была больше привносимых, что привело к увеличению пористости возникших гранитов по сравнению с исходными породами (рис. 47, а, б). Большинство рассеянных и редких элементов в процессе высокотемпературной стадии метасоматической гранитизации выносилось (Ni, Co, Cr, Zr, Cu, Sc, V), кроме Y и Zr, поведение которых не совсем ясно, и Pb и Ga, ведущих себя инертно (рис. 47, а, б).

Сопоставление установленных закономерностей палингенно-метасоматической и метасоматической гранитизации позволяет сделать следующие заключения. Процессы обоих видов гранитизации протекали в резко различных термодинамических условиях, которые обусловили определенную зональность гранитообразования по мере перемещения из наиболее глубинных структурных этажей земной коры в более поверхностные горизонты, а именно смену палингенно-метасоматического гранитообразования метасоматическим. Процесс гранитообразования обоих видов в целом характеризовался вполне подвижным поведением:

воды, щелочей, а также Si, хотя в определенных реальных процессах эти элементы в ряде случаев вели себя инертно.

Палингенно-метасоматическое гранитообразование сопровождалось значительным поглощением энергии и приводило к возникновению гранитоидов более энергоемких, нежели исходные плагиогнейсы и кристаллические сланцы, за счет которых они образовались, т. е. требовало притока тепла. Процесс же метасоматической гранитизации в зависимости от состава перерабатываемых пород протекал путем эндотермических или экзотермических реакций. По мере понижения температуры гранитизировавших растворов экзотермический характер процесса начинал преобладать над эндотермическим, постепенно полностью сменяя его, что, очевидно, может указывать на то, что процесс средне-низкотемпературной гранитизации и связанных с нею альбитизации и окварцевания являлись самопроизвольными процессами. Это обусловлено тем, что по мере взаимодействия растворов с породами, энергетический баланс которых отвечал иным термодинамическим условиям (большему давлению и высокой температуре, например, плагиогнейсы, кристаллические сланцы, плагиограниты, кварцевые диориты и диориты), нежели те, в которых они находились в момент воздействия на них растворов, происходили реакции, направленные в сторону перехода этих пород в наименее энергоемкое и, следовательно, в наиболее устойчивое состояние в условиях нового менее глубинного положения в структурных этажах земной коры. Освобождавшаяся в результате этого экзотермического процесса энергия, по-видимому, являлась той силой, которая обуславливала самопроизвольный характер метасоматической гранитизации и поддерживала относительно высокую реакционную способность и температуру гранитизирующих растворов.

Отрицательная геохимическая подвижность Mg, Ca, Al и O в процессе палингенно-метасоматической гранитизации при переходе ее в метасоматическую еще более увеличивалась, а Fe²⁺, Ti и Mn — несколько понижалась.

Подвижность Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, O, выносимых в процессе как палингенно-метасоматической, так и метасоматической гранитизации (рис. 46, а, в), в целом больше подвижности привносимых Si, K и Na. При этом подвижность большинства выносимых элементов все более увеличивалась по мере понижения температуры процесса. Это приводило к увеличению пористости пород при гранитизации, возраставшей в ходе эволюции гранитообразования от палингенно-метасоматического типа к метасоматическому. Большинство рассеянных и редких элементов в процессе обоих видов гранитизации выносилось. По мере перехода палингенно-метасоматической гранитизации в высокотемпературную метасоматическую вынос этих элементов, как и большинства петрогенных, кроме Si, K и Na, непрерывно возрастал.

Главнейшие закономерности гранитообразования в пределах Восточной Сибири и Дальнего Востока

Результаты исследования закономерностей гранитообразования в пределах рассмотренных выше районов с учетом данных геологосъемочных работ и тематических исследований Восточной Сибири и южной части Дальнего Востока (табл. 17) позволяют наметить главнейшие закономерности генетической связи магматизма, метаморфизма и региональных структур на фоне общей эволюции сиалических складчатых областей восточноазиатского типа Восточной Сибири и Дальнего Востока, выделяемых М. И. Ицкисоном как геосинклинально-складчатые пояса ультраметаморфогенного типа [140].

§ 1. Главнейшие генетические типы гранитообразования

Для геосинклинально-складчатых поясов ультраметаморфогенного типа Восточной Сибири и Дальнего Востока выделены три главнейших вида гранитообразования [365].

Гранитообразование метаморфизма и ультраметаморфизма погружения

Гранитообразование метаморфизма и ультраметаморфизма погружения — это наиболее глубинный тип гранитообразования, который в пределах полного тектоно-магматического цикла каждой сиалической складчатой области в рассматриваемых полициклических складчатых поясах Восточной Сибири и южной части Дальнего Востока сопряжен с прогибанием земной коры в относительно спокойных тектонических условиях. Повышение температуры и давления в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма обусловило образование гранитоидов вследствие метаморфического преобразования существенно аркозовых, полимиктовых, дацито-липаритовых и других пород, а на уровне

амфиболитовой и гранулитовой фаций в пределах архейских и раннепротерозойских комплексов пород оно привело также и к анатектическому и палингенному гранитообразованию (в том числе и селективному выплавлению) в условиях температур в интервале главным образом 750—960°С (см. табл. 4 и 19).

Так, согласно минеральным геотермометрам температура прогрессивного метаморфизма, а следовательно и гранитообразования ультраметаморфизма погружения иенгского комплекса (см. табл. 1), составляла 800—930° (табл. 18) при $p_{\text{л}} 2—10$ кбар*. При этом температура прогрессивного регионального метаморфизма, а следовательно ультраметаморфизма и палингенно-анатектического гранитообразования, в пределах верхнеалданской серии составила 820—930°С при $p_{\text{л}}=3$ кбар**, а для федоровской серии—810—910°С при $p_{\text{л}} 7,5—9,5$ кбар (см. табл. 18). Эти данные, подтверждаемые анализом физико-химических условий формирования вулканитов—исходных продуктов основных кристаллических сланцев верхнеалданской и федоровской серий, проведенным С. Д. Великославинским [47], позволяют поддержать схему М. Д. Крыловой и В. С. Байковой [12, 201] о двукратном проявлении прогрессивного регионального метаморфизма в пределах иенгского комплекса. Они дают основание предполагать и соответствующее им двукратное проявление ультраметаморфизма и палингенно-анатектического гранитообразования в «верхнеалданское» (примерно 4200—3700 млн. лет) и в «федоровское время»*** (3500—3000 млн. лет) [369, 371, 386].

Температура регионального прогрессивного метаморфизма гранулитовой фации пород тимптонской серии тимптоно-желтулинского комплекса (см. табл. 1) 800—900°С при $p_{\text{л}} 7$ кбар [248] или даже несколько больше—900—950°С при $p_{\text{л}}$

* Полученные значения величины давления отражают максимально достигнутые глубины метаморфизма, в то время как само гранитообразование могло начаться при гораздо меньших давлениях [325, 369]. В работе [12] для регионального метаморфизма верхнеалданской свиты приведены значения $T=615÷720^{\circ}\text{C}$ и $p_{\text{л}}=2÷5,7$ кбар, а федоровской свиты 640—750°С и 3 кбар. Эти значения температур, как и другие температуры гранулитовой фации, приведенные в табл. 19, по-видимому, занижены, так как определялись по геотермометрам, чувствительным к регрессивному метаморфизму [49, 153], наложенному на исследованные породы в регрессивную стадию ультраметаморфизма (в условиях амфиболитовой фации).

** Согласно [306] температура гомогенизации расплавленных включений в анатектических гранитах верхнеалданской свиты 870—940 и 860—880°С при давлении флюидов 7,1—8,3 кбар, в состав газовой фазы входят, % (по объему): CO_2 —50—33, кислые газы ($[\text{H}_2\text{S}, \text{SO}_2, \text{HCl}, \text{HF}]+\text{NH}_3$)—около 67—50, N_2 +редкие газы—отсутствуют; в составе мигматитов CO_2 —около 65%, кислых газов—около 60, N_2 +редкие газы—0—2, а в составе минералов вмещающих пород характерны сжиженные газы, преимущественно CO_2 с примесью «кислых газов».

*** В табл. 11 «федоровское время» соответствует I этапу ультраметаморфизма погружения (иенгского цикла по [363], который правильнее таким образом именовать «федоровский цикл»).

ТАБЛИЦА 17

Схема корреляции магматических и ультраметамор платформ *

Возраст		Тектонический режим	Витимо-Алданский щит (АЩ)		
Геологический	Геохронологический, млн. лет		Западная часть	Центральная часть	Восточная часть
Протерозой	670—630	Протогеосинклинально-складчатый	Позднеинверсионный		
	850 ± 50		Сининверсионный		
	1020—930				
Протерозой	1700—1300	Протоплатформенный	Посторогennyй протоплатформенный (?)	Ярогинский (Амутский, Чародоканский) комплекс: плагиограниты, граниты, двуслюдяные граниты, аплиты	
	1900—1700		Кодарский комплекс: рапакиви		
	2100—1700	Протогеосинклинально-складчатый	Поздне-постинверсионный	Лейкократовые граниты, аляскиты (в пределах куандинского комплекса)	Унгринский комплекс: диориты, гранодиориты, плагиограниты, граниты, аплиты

фических комплексов гранитоидов докембрийского фундамента Сибирской

Джугджуро-Становая складчатая область (ДССО)		Анабарский кристаллический массив (АКМ)	Енисейская складчатая область (ЕСО)	Формация
Западная и центральная части	Восточная часть			
			Глушихинский комплекс: лейкократовые граниты, гранит-порфиры, двуслюдяные граниты, аплиты	Гранит-лейкогранитовая
			Татарско-Аяхтинский комплекс: гранодиориты, граниты, граносиениты	Аляскитовая
			Тейский комплекс: гнейсо-гранодиориты, гнейсо-граниты, граниты	Мигматит-гранитовая
Чульманский комплекс: двуслюдяные и биотитовые граниты, гранодиориты, плагиограниты				Гранит-лейкогранитовая
	Южно-Учурский комплекс: рапакиви	Комплекс порфиробластических гранитов (краевой массив)	Комплекс порфиробластических порфироподобных гранитов (восточная часть Таракского массива)	Рапакиви
	Позднестановой комплекс: граниты, гранодиориты, плагиограниты	Комплекс двуслюдяных гранитов, граносиенитов, сиенито-диоритов, гранитов		Гранодиорит-гранитовая
	Токско-Алгоминский комплекс: диориты, гранодиориты			

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 17

Возраст		Тектонический режим	Витимо-Алданский щит (АЩ)		
Геологический	Геохронологический, млн. лет		Западная часть	Центральная часть	Восточная часть
Протерозой	2400—2100	Протогосинклинально-складчатый	Сининверсионный	Куандинский (становой, олекминский) комплекс: магматит-граниты, гнейсо-граниты, граниты	
			Раннеинверсионный		Тимптоно-Джелтулинский комплекс чарнокитовых гранодиоритов, гранитов и плагиогранитов
Архей	2900—2600	Прогосинклинально-складчатый	Позднеинверсионный	Комплекс мигматит-гранитов, гнейсо-гранитов, лейкократовых гранитов, аляскитов	Нимнырский комплекс: аляскитовые граниты, чарнокиты
			Сининверсионный		Тимптоно-Алданский комплекс: мигматит-граниты, гнейсо-граниты; плагиограниты, граносениты
	Раннеинверсионный		Комплекс чарнокитовых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов (эндербитов), гранитов	Нимгерканский комплекс: чарнокитовые диориты, гранодиориты, плагиограниты (эндербиты), граниты	Гонамский комплекс: чарнокитовые диориты, гранодиориты, плагиограниты (эндербиты), граниты

* Составлена Г. М. Беляевым и В. Н. Верхало-Узким.

Джугджуро-Становая складчатая область (ДССО)		Анабарский кристаллический массив (АКМ)	Енисейская складчатая область (ЕСО)	Формация
Западная и центральные части	Восточная часть			
Древнестановой (становой) комплекс: мигматит-граниты, гнейсо-граниты, гнейсо-плагиограниты, граниты				Мигматит-гранитовая
				Чарнокитовая
Комплекс мигматит-гранитов, гнейсо-гранитов, лейкократовых гранитов, аляскитов		Комплекс аляскитовых гранитов	Комплекс мигматит-гранитов, лейкократовых гранитов, аляскитов	Аляскитовая
		Комплекс мигматит-гранитов, гнейсо-гранитов, гнейсо-плагиогранитов		Мигматит-гранитовая
	Комплекс гиперстеновых гранитов (чарскитов)	Комплекс чарнокитовых гранодиоритов, плагиогранитов (эндербитов), гранитов	Богунаевский комплекс: чарнокитовые диориты, плагиограниты (эндербиты), граниты	Чарнокитовая и эндербитовая

ТАБЛИЦА 18

Палеотемпературы и палеодавления

Серия, комплекс	Свита	Этап метаморфизма	Температура по геотермометрам, °С											
			Гр-Би	Оли-Би	Кли-Би	Корд-Би	Амф-Би	Гр-Кли	Гр-Корд	Амф-Кли	Амф-Оли	Гр-Оли	Оли-Кли	
Верхнеалданская	Верхнеалданская	Прогрессивный									900 820 870	870 850		930
		Регрессивный	680 640 710 670 690 670 685	650 660	710	700			700	700	700 615 710 715	720 660	660	1060 1210
Федоровская	Федоровская	Прогрессивный									800	910		
		Регрессивный	660 720	710 715			640				690 680	750		
Иджакская		Регрессивный	660 660	700				700		710		720		

пород ингрского комплекса *

Давление, кбар		Интервал температур, °С	Средняя температура, °С	Порода	Автор коллекции и библиографический источник	Номер образца
1	2					
	3,0	820—930	863	Ол-Гип-Ди-Амф-кр. сл. Ди-Амф-Пл-кр. сл. Гип-Амф-Пл-кр. сл. Ди-Амф-Пл-кр. сл.	В. И. Кицул [71]	28 114/3 223/23 213/13
5,7	2,0 2,0	615—720	681	Гип-Ди-Амф-Пл-кр. сл. То же Ди-Амф-Пл-кр. сл. Гип-Ди-Амф-Пл-кр. сл. Гип-Ди-Би-Пл-кр. сл. Гр-Би-гнейс Гр-Би-гнейс (диафторированный) Корд-Гр-Би-гнейс Гр-Би-гнейс Гип-Гр-Би-гнейс Гр-Би-гнейс Гип-Би-гнейс Гип-Ди-Амф-Пл-кр. сл. Гип-Би-Мт-Ди-кр. сл. Гр-Би-гнейс	В. И. Кицул [71] М. Д. Крылова [504]	21/11 223/3 114/14 221/1 29e 163/1 13и 114/10 47 228/8 223/14 33а 33б 33в 40
		800—910	855	Гип-Амф-Пл-кр. сл. Ди-Амф-Пл-кр. сл.	В. И. Кицул [71]	4/2 15/1
7,5 9,5		640—750	695	Ди-Амф-Пл-кр. сл. То же Ди-Гип-Амф-гнейс Гр-Гип-Би-Пл-гнейс Гип-Гр-Би-гнейс Би-Амф-гнейс (диафторированный)	В. И. Кицул [71] В. Л. Дук [86] В. С. Байкова [86]	34/6 6/1 1191 1067 1808-3 509-8
6,5 9,2		660—720	691	Ди-Гип-Амф-Пл-кр. сл. Би-Амф-гнейс Сил-Гр-Би-Корд-гнейс Гр-Би-гнейс Гр-Би-Гип-гнейс	В. Л. Дук [86]	1237 1241 1227/9 1304/4 1304-5

Серия, комплекс	Свита	Этап метаморфизма	Температура по геотермометрам, °С												
			Гр-Би	Опи-Би	Кпи-Би	Корл-Би	Амф-Би	Гр-Кпи	Гр-Корл	Амф-Кпи	Амф-Опи	Гр-Опи	Опи-Кпи		
Иенгрский	Нерасчлененная	Регрессивный	730	700											
			730	770 680							620 690				
			700								710				
			660	735					750				710		560
			710									720			

* Составлена С. Д. Великославинским, им же рассчитаны все приведенные значения [71, 86, 504]. Все палеотемпературы рассчитаны по геотермометрам Л. Л. Перчука геобарометрам Л. Л. Перчука (1) и Р. Кретца (2).

9,5 кбар (для пород сутацкого комплекса в восточной части Алданского щита [156])*. Следовательно, и максимальные значения температуры и литостатического давления ультраметаморфизма и палингенно-анатектического гранитообразования в пределах тимптоно-желтулинского комплекса в «тимптоно-становое время» (2500—2100 млн. лет) достигли соответственно 800—950°С и порядка 7—9 кбар (примерно 2500—2100 млн. лет; см. табл. 2 и 11 [369, 371, 386]). Давление флюида при анатектическом гранитообразовании достигало 7,1—8,3 кбар (определено с помощью метаморфогенных однофазовых включений в анатектических выплавках района р. Сутам [306]).

Температура регионального прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации пород станового комплекса оценивается: а) в северо-западной части ДССО для пород яблоневой серии порядка 550—700°С (см. табл. 19); б) в восточной части ДССО в пределах Удско-Майского грабена — для удско-майской серии — 630—650°С (по-видимому, несколько занижена) при $p_{\text{л}}$ 8 кбар [166] и высоком $p_{\text{H}_2\text{O}}$, которые, по-видимому, характерны для всей становой зоны [167].

Температура анатексиса гранитоидов олекминской (?) серии, проходившего, так же как и в становом комплексе, в усло-

* Согласно другим данным режим прогрессивного метаморфизма пород сутацкого комплекса оценивается: а) $T=700\div 800^\circ\text{C}$ при $p_{\text{л}}=8\div 8,5$ кбар [261]; б) $T=815\pm 5^\circ\text{C}$ при $p_{\text{л}}=10\div 14$ кбар [324]; в) $T=850^\circ\text{C}$ при $p_{\text{л}}=10,8$ кбар [204]. Эти температуры, по-видимому, занижены [49, 153].

Давление, кбар		Интервал температур, °С	Средняя температура, °С	Порода	Автор коллекции и библиографический источник	Номер образца
1	2					
10,0 6,5		620—770	693	Гр-Би-Гип-гнейс Гип-Амф-чарнокит Би-Гип-Гр-гнейс Ди-Амф-Пл-кр. сл. Би-Гип-гнейс Гр-Би-гнейс Гр-Гип-Ди-Пл-гнейс Гр-Би-Гип-гнейс Амф-Ди-кр. сл. Гип-Гр-Би-гнейс	М. Е. Салье [86] [504] В. Л. Дук [86] М. Е. Салье [86] В. С. Байкова [86]	28 964 1030 107-4 3Н-8 1982-4 1978-2 1827 2128-8 2071
7,5 7,5	7					

ния температур и давлений по результатам химических анализов, опубликованных в ра- [324, 325], кроме Опи-Кпи, который рассчитан Р. Кретцом [553]; давление определено по

виях амфиболитовой фации, но ранее — в «олекмо-борсалинское время» (3000—2500 млн. лет [369, 371]), составила порядка 760—780°С (по температуре гомогенизации расплавленных включений) [306].

Наибольшие значения температур и давления прогрессивно-го регионального метаморфизма, а следовательно и гранитообразования ультраметаморфизма погружения, но проходившего, по-видимому, в условиях дегранитизации, установлены для пород чогарского комплекса джанинской серии, развитой в восточной части ДССО. Метаморфизм пород этого комплекса проходил в условиях пироп-сапфириновой (свыше 1050°С) и бронзит-силлиманит-сапфириновой ($T=1000-1100^{\circ}\text{C}$) субфаций гранулитовой фации при $p_{\text{д}}$ 10—11 кбар [156], приводил к формированию глиноземистых безводных пертитовых гранатовсодержащих чарнокитов и эндербитов, ассоциирующих с породами габбро-анортозитового состава*.

Температуры гранитообразования ультраметаморфизма погружения для других регионов Восточной Сибири могут быть оценены на основе минеральных геотермометров, данные которых приведены в табл. 19, а ориентировочное время проявления палингено-анатектического гранитообразования и положение его в ряду общей направленности гранитообразования Восточной Сибири приведено в табл. 17.

* Эти образования, по-видимому, могут быть параллелизованы с курультинской серией Олекминского Становика и серией Зверева южной части АЦ, а время гранитообразования оценено значениями порядка 3400—3700 млн. лет [369, 371].

ТАБЛИЦА 19
Палеотемпературы докембрийских гранитоидов
кристаллического массива Витимо-Алданского щита
(составлена Т. А. Павловой)

Возраст	Условия гранито-образования	Этап метаморфизма	Структурное положение	Стратиграфическое положение	Порода	Место взятия
Архей	Гранулитовая фация зона ультраметаморфизма	Прогрессивный	Алданский щит	Иенгрский комплекс	Чарнокит	Р. Алдан Устье р. Нимгеркан То же Р. Учур То же Р. Алдан, в 18 км ниже г. Томмота Р. Тимптон
			Становая складчатая зона	Курультинская серия	Чарнокит	Холодниканские гольцы
			Часть Джугджуро-Становой складчатой области	Каларская серия	Эндербит	Р. Витим, в 10 км выше Бамбуйки
			Анабарский кристаллический массив	Верхнеанабарская и далдынская серии	Чарнокит Лейкократовый чарнокит Чарнокит	Урочище Камень Осур Р. Осур вблизи устья р. Далдын Верховье р. Будьурхай Р. Анабар Вблизи устья р. Сербиян
			Алданский щит	Алданский комплекс	Чарнокитовый пегматит	Р. Тимптон, устье р. Б. Ыллымах

и гранитизированных пород Анабарского
и его складчатого обрамления

Автор коллекции и библиографический источник	Номер образца	Температура по геотермометрам, °С									Интервалы измене- ния температур, °С		
		Двуполе- вошпато- вый		Би-Кпш		Амф-Пл	Амф-Гип	Мт	Кпш	Би		Декригация кварца	
		Барга	Рябчикова.	по Rb	по Na								
М. Д. Крылова [504]	96и					600	750						
А. Н. Зедге- низов [224]	223/2	730											
	229/25	640											
	226/2	820											
М. Д. Крылова [199]	223/25	720											
	211	500											
	211а	520											
	101	570											
	112ж	570											
Е. А. Кулиш [324]	Ф-14						700						
И. С. Седова [504]	25856					600	750						430—820
Б. Г. Лопатин [245]	022	590											
В. В. Закрут- кин [133, 134]	1						600	650					
	2						600						
	3						620						
	4						600						
	6						605						
	7						605						
	8								700				
	12									630			
М. Д. Крылова [199]	165	430											

Возраст	Условия гранитообразования	Этап метаморфизма	Структурное положение	Стратиграфическое положение	Порода	Место взятия
Архей	Гранулитовая фация зона ультраметаморфизма	Прогрессивный	Алданский щит	Алданский комплекс	Пегматит	Р. Алдан, устье ключа Суннагин
			Анабарский кристаллический массив	Верхнеанабарская и далдынская серии	Чарнокитовый гранит-пегматит " Чарнокитовый пегматит	Верховье р. М. Куонамка Р. Осур
Архей	Амфиболитовая фация, высокотемпературная субфация Зона ультраметаморфизма	Регрессивный	Анабарский кристаллический массив	Верхнеанабарская серия	Порфиробластический гранодиорит Гранитоид Порфиробластический Би-Ро граносиенит Порфиробластический Би-Ро гранат Порфиробластический граносиенит Порфиробластический гранит Порфиробластический гранитоид Порфиробластический гранодиорит Порфиробластический гранитоид Порфиробластический гранодиорит-сиенит	Билляхский массив

Автор коллекции и библиографи- ческий источник	Номер образце	Температура по геотермометрам, °С										Интервалы измене- ния температур, °С	
		Двуполе- вошпато- вый		Би-Кпш		Амф-Пл	Амф-Гип	Мг	Кпш	Би	Декриптация кварца		
		Барта	Рябчикова	по Rb	по Na								
М. Д. Крылова [199]	45б	480											
В. В. Закрут- кин [133]	5							600	600	600			430—820
	9							600		650			
	10								600				
	11								600				
Б. Г. Лопатин (?) [245]	329	800											360—860
	380 в-291	860				670							
А. Н. Виш- невский [241]	176а	640	575			570		550				390—490	
	176д	630	575									360—490	
Б. Г. Лопатин [241]	175	650	580									390—490	
	173в					580							
	173г 175а	640	575			575 590							
	176	660						550					
	176г	640	575			580						390—500	

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 19

Возраст	Условия гранитообразования	Этап метаморфизма	Структурное положение	Стратиграфическое положение	Порода	Место взятия
Архей	Амфиболитовая фация, высокотемпературная субфация Зона ультраметаморфизма	Регрессивный	Алданский щит	Алданский комплекс	Гранитизированный кр. сл. Гранитогнейс Би-гранит	Р. Чуга, ниже ключа Курума
		Регрессивный	Анабарский кристаллический массив	Далдынская верхнеанабарская и хапчанская серии	Аляскит Би-гранит-пегматит Пегматоидный гранит	Р. Хапта-Сыннах То же Р. Улахан-Хаптасыннах То же Р. Орто Старая
Протерозой	Амфиболитовая фация, высокотемпературная субфация Зона ультраметаморфизма	Прогрессивный	Северо-западная часть Джугджуро-Становой складчатой области	Яблоновая серия	Очковый гранодиоритогнейс Би-гранито-гнейс	Устье р. Бугумны Р. Калар Р. Витим, выше устья Р. Калар Р. Калар
Прогрессивный				Би-Амф-граносиенит-гнейс Би-гранит Гранит Би-Амф-граносиенит Очковый гранодиорит-гнейс	Р. Калар, выше р. Черемной Устье р. Бугумны Р. Калар Р. Тундак	

Автор коллекции и библиографи- ческий источник	Номер образца	Температура по геотермометрам, °С										Интервалы измене- ния температур, °С
		Двуполе- вошпато- вый		Би-Кпш		Амф-Пл	Амф-Гип	Мг	Кпш	Би	Декриптация кварца	
		Барта	Рябикова	по Rb	по Na							
М. Д. Крылова [504]	9а	780	600			575						
	11е	455	490	560								
	11г	510	510	570								
Б. Г. Лопатин [241]	173ж	530	540									
	59	540	540									
	181г	610	565									400—530
	109а 80	570 580	550 550									410—530 370—490
Н. С. Седова, А. Н. Неелов [504]	559а	700	580	600								
	563ж	455	470	550	700							
	2544н	580	520	595	500							
	551г	430	450	575	530							
	551	500	480	595								
	591а	520	500	560								
	591а	525	500	550	500							
	557	490	490	565	500							
	559	620	550	550								
	560	520	500	680								
	563д	420	450	580	500							
	569г	500	500	580	535							
	2560д	525	500	580	700							
	563с	545	525	510	600							
	569д	470	500	560	500							
2562а	525	500	580	700								
615к	495				510							

360 - 860

Возраст	Условия гранито-образования	Этап метаморфизма	Структурное положение	Стратиграфическое положение	Порода	Место взятия
			Протерозой		Регрессивный	
Амфиболитовая фация, высокотемпературная субфация Зона ультраметаморфизма	Амфиболитовая фация, высокотемпературная субфация Зона ультраметаморфизма	Регрессивный	Анабарский кристаллический массив	Верхнеанабарская серия	Би-Ро-кварцевый диорит-сиенит Би-Ро-грано-сиенит-диорит Би-Ро-диорит-сиенит	Истоки р. Аччыгый-Хаптасыннах Р. Хаптасыннах
				Верхнеламуйский комплекс	Му-пегматит	Куотуйкан-монголинская зона
			Становая складчатая зона	Становая серия	Гранит Гранит-Амф-Би-гранодиорит Би-гранит	Р. Хитрушка Р. Лапри Апсаканский массив Верхнетимптонский массив
			Тукурингская складчатая зона, Желтулакская подзона	Урканская и Желтулакская серии	Порфиробластический гранит Би-гранит	Р. Б. Желтулак Усть-Гетканский массив
Тукурингская складчатая зона, Урканская подзона	Гранитоид Амф-Би-гранодиорит Пегматит	Ононский массив Амуру-Якутская магистраль Ключ Лукинда Ключ Рогачи Р. Тында Р. Б. Желтулак				

Автор коллекции и библиографи- ческий источник	Номер образца	Температура по геотермометрам, °С										Интервалы измене- ния температур, °С	
		Двуполе- вошпато- вый		Би-Кпш		Амф-Пла	Амф-Гип	Мг	Кпш	Би	Декриптация кварца		
		Барта	Рябчикова	по Rb	по Na								
Б. Г. Лопатин [241]	179а					550							
	217	600											
	346в	530						450					
	4886	660	580			570							
А. Н. Вишнев- ский [241]	1098в	490	520									400—530	
М. Д. Крылова [199]	4019г	440											
А. Н. Неелов [72]	4019в	480											
Г. М. Другова [72]	3072	600											
	2126а	600											
М. Д. Крылова [199]	5366	440											310—610
И. С. Седова [72]	6614в	610											
М. Д. Крылова [199]	6301	490											
	6313	580											
	6334	560											
	6052	590											
	5520г	480										350—420	
	5409	475											
	5386а	500											
	5387	510											
	5267	520											
	4761з	540											
	5335	585											
56696	585											310—510 330—510 370—510	

Возраст	Условия гранитообразования	Этап метаморфизма	Структурное положение	Стратиграфическое положение	Порода	Место взятия
Протерозой	Амфиболитовая фация, низкотемпературная субфация и эпидот-амфиболитовая фация	Регрессивный	Тукурингская зона, Желтулакская подзона		Порфиробластический Амф-Би-гранодиорит	Гилюйский массив
			Тукурингская зона, Урканская подзона			Басс. р. Бродяжки То же
					Амф-Би-гранодиорит	Ольдогойский массив
			Тукурингская зона, Желтулакская подзона		Урканская и Желтулакская серии	Амф-Би-гранитоид
			Амф-Би-гранодиорит Би-Амф-гранодиорит	Тындинский массив		
	Тукурингская зона, Урканская подзона		Би-Амф-гранитоид	Малоурканский массив		
			Ам-Би-гранит			

Автор коллекции и библиографический источник	Номер образца	Температура по геотермометрам, °С										Интервалы изме- нения температу- ры, °С
		Двуполе- вошпато- вый		Би-Кпш		Амф-Пл	Амф-Гип	Мг	Кпш	Би	Декристаллизация кварца	
		Барта	Рябникова	по Rb	по Na							
М. Д. Крылова [199] А. Н. Неелов [72]	4388	600 (620)										
	4385 73496	580 500										
И. С. Седова [72] И. С. Седова [72] А. Н. Неелов [72]	9529a	590										
	9538и	580										
	9527в	590									500—650	
	9511	615										
	9523 6863 6876 9522a 7311	650 600 590 590 595										
М. Д. Крылова [72] А. Н. Неелов [72] И. С. Седова [72]	4527	595										595—680
	7352	650										
	7355	660										
	6630a	600										
	6823	600										
	6823a	600										
	6830 6827	680 660										

В целом система палинггенно-анатектического гранитообразования может быть охарактеризована как закрытая относительно привноса главнейших породообразующих элементов, хотя отдельные части ее (им соответствовали горизонты кварц-полевошпатовых пород) следует рассматривать как открытые подсистемы в отношении выноса воды и калия. По данным изучения включений расчетное количество «сухих» газов в растворах гранулитовой фации в среднем около 0,4—0,5% (по массе) при содержании воды не более 2%, т. е. отношение H_2O/CO_2 для гранитных расплавов, в среднем 4:1 [306]. Давление флюида при этом достигало 6,2—8,3 кбар, а состав газовой фазы был представлен CO_2 [33—50% (по объему)] и кислыми газами ($[H_2S, SO_2, HCl, HF]+NH_3$ —50—67%). Основными процессами, обусловившими гранитообразование, явились процессы перекристаллизации, метаморфического преобразования и метаморфической дифференциации, селективного плавления и локального метасоматического, а также магматического (по Д. С. Коржинскому) замещения горизонтов и пластов гнейсов и кристаллических сланцев, заключенных внутри пластообразных тел и горизонтов гранитоидов. При этом распределение гранитоидов в пространстве было целиком обусловлено составом первично-осадочных и вулканогенных пород, а их состав — проявлением процессов дегранитизации. Интенсивность и масштаб проявления высокотемпературного замещения, сопровождавшего частичное селективное плавление пород, находились в зависимости от степени гетерогенности этих пород по составу и их структурно-текстурных особенностей, а также в зависимости от содержания в них легколетучих компонентов и щелочей.

Процессы инфильтрации трансмагматических растворов и значительные перемещения возникавшего расплава в общем случае не характерны. Перераспределение вещества происходило в основном путем диффузии элементов как в твердом состоянии пород, так главным образом и через посредство поровых растворов, а затем и внутри возникавшего расплава. Состав гранитоидов варьирует от диоритов до гранитов, в том числе от глиноземистых эндербитов до чарнокитов. Форма тел гранитоидов пластообразная, их мощность — от долей сантиметров до единиц и десятков метров, редко первых сотен метров. Для мощных горизонтов гранитоидов характерно большое количество линзо- и пластообразных реликтов (скиалитов) кристаллических сланцев, и в том числе небулитовых.

Таким образом, генетические особенности гранитоидов, в условиях ультраметаморфизма погружения для каждой складчатой области обусловлены главным образом составом исходных и характером вмещающих их пород, а также интенсивностью проявления процессов дегранитизации, на основе чего все рас-

смотренные гранитоиды этого типа разделены на четыре группы.

1. Существенно палингенно-анатектические и метаморфогенные граниты и гранодиориты, в том числе и отдельные типы чарнокитов. Возникали они в основном в результате плавления пород в горизонтах, первоначально существенно состоявших из кварц-калиевополевошпатового материала в условиях относительно закрытой как для привноса, так и для выноса химических компонентов системы. При менее высоких температурах образование их происходило и в результате метаморфического преобразования и метаморфической дифференциации первично-аркозовых и липаритовых пород. Гранитоиды подобной группы, выделяемые в табл. 17 как раннеинверсионные, вполне определены в разрезе пород верхнеалданской и федоровской серий и тимптоно-джелтулинского комплекса (табл. 1, 11), а также в западной части АЩ, ДССО (в пределах пород курультинской, олекминской, борсалинской, яблоновой серий и др.; табл. 17, 19), в восточной части ДССО (в пределах батомгской серии алданского комплекса; табл. 17 и 19), в АКМ и ЕСО (табл. 17 и 19).

2. Существенно ультраметаморфогенно-дегранитизационные граниты — антипертитовые гранодиориты, плагиограниты и кварцевые диориты (в том числе и антипертитовые чарнокиты и эндербиты). Возникали эти гранитоиды в результате селективного плавления пород в горизонтах, первоначально в той или иной степени обогащенных кварц-калиевополевошпатовым материалом, и (или) локального магматического и метасоматического замещения калиевым полевым шпатом пластов и линзообразных тел кристаллических сланцев, заключенных в этих горизонтах в целом в условиях системы, открытой для выноса, главным образом воды и калия. Процесс гранитизации этих кристаллических сланцев в рассматриваемом случае шел локально и параллельно с местной (комплементарной) базификацией, наращивавшей вмещающие пласты кристаллических сланцев, а также и с дегранитизацией возникавшего расплава в результате преимущественного выноса из него в прединверсионную стадию формирования нарушения сплошности пород воды и калия в эти зоны (разломы), в пределах которых осуществлялась инфильтрация трансмагматических растворов глубинного (подкорового) происхождения и растворов и веществ, вынесенных в процессе указанной дегранитизации. Достоверно подобная группа гранитоидов развита в пределах всего разреза алданского комплекса центральной и восточной частей АЩ (табл. 1, 11, 17), в архее Витимо-Олекминского блока, в западной и в восточной частях ДССО (курультинская серия, чогарский комплекс в джанинской серии), а также в пределах АКМ и ЕСО (табл. 17, 19). Предположение о наличии подобных гранитоидов в пределах древнестанового комплекса требует до-

полнительных исследований в свете исключения возможности развития в них всего калиевого полевого шпата в результате наложения более поздних процессов гранитизации, связанных соответственно со вторыми фазами их становления.

3. Ультраметаморфогенные плагиограниты, кварцевые диориты, диориты, в том числе антипертитовые, как правило, обогащенные глиноземом. Развивались они в процессе перекристаллизации и метаморфического преобразования пород соответствующего исходного состава или в результате далеко зашедших процессов дегранитизации исходных пород, содержащих незначительное количество К, и возникшего за их счет расплава. Развитие антипертитовых вростков связано с местными процессами магматического и метасоматического замещения, обусловленного наличием в исходных породах К или участков (линзочек, прослоев), первоначально обогащенных кварц-калиево-полевошпатовым материалом.

4. Метаморфогенные плагиограниты, кварцевые диориты, диориты, в том числе антипертитовые, возникшие в результате перекристаллизации и метаморфического преобразования исходных пород соответствующего состава. Возникновение антипертитовых вростков связано с диффузионно-метасоматическим развитием калиевого полевого шпата. Источником К и Si в этих случаях могли являться горизонты существенно кварц-калиево-полевошпатового состава*, с которыми переслаивался исходный материал рассматриваемой группы пород.

Последние две группы пород развиты в разрезе алданского комплекса (табл. 1, 11), по-видимому, имеют место и в архее Витимо-Олекминского блока, в западной и восточной частях ДССО, АКМ и ЕСО (см. табл. 17, 19). В пределах протерозойских гранитоидов древнестанового комплекса ДССО и протерозойского комплекса БКМ достоверно развиты плагиограниты, кварцевые диориты. Наличие в этих комплексах калишпатсодержащих гранитоидов однозначно не установлено; так как требуются дополнительные исследования с целью доказательства сингенетичности калиевого полевого шпата рассмотренным породам, а не развития его в связи с более поздними процессами гранитизации.

Гранитообразование метаморфизма и ультраметаморфизма погружения в пределах АШ, АКМ и ЕСО Восточной части ДССО проходило в условиях гранулитовой фации, при этом в последнем регионе в наиболее высокотемпературных и глубоких субфациях (см. табл. 11, 18, 19 [26, 156, 369]), в пределах ДССО и БКМ в условиях амфиболитовой [167, 294, 410], а в определенных участках — на границе последней с роговообманковой субфацией гранулитовой фации, на что указывают

* Подобный характер процесса подтверждается и специальными исследованиями [342].

находки гиперстена в протолочках некоторых пород в пределах хр. Джагды-Тукурингра [112, 202] и установление гиперстена в породах в пределах ДССО [182, 183].

Минеральный парагенезис образовавшихся в этих условиях гранитоидов определялся p (нагрузкой) системы в целом, ее T , μ компонентов в исходных первично-осадочных породах, а также $p\text{CO}_2$ и $\mu\text{H}_2\text{O}$. Вода в условиях рассматриваемого типа гранитообразования, обладая наибольшей подвижностью, не являлась вполне подвижным компонентом относительно всей системы в целом, хотя в условиях некоторых отдельных подсистем, представленных горизонтами первично-осадочных и вулканогенных пород кислого состава при их селективном плавлении, может рассматриваться как вполне подвижный компонент [170, 171].

Такое поведение воды вызвано резкой гетерогенностью состава пород, слагающих докембрийские комплексы от кислого до основного и ультраосновного, и их большой степенью перемежаемости в виде горизонтов, распространяющихся нередко на весьма значительные площади, при мощности от первых десятков сантиметров до нескольких метров, реже первых десятков метров.

Особенности проявления продуктов гранитообразования и процессов их формирования позволили сделать вывод о том, что рассматриваемое гранитообразование развивалось в относительно спокойных тектонических условиях и в основном при погружении данного участка земной коры в процессе колебательных движений компенсированного типа (по терминологии М. М. Тетяева [456, 457]). Однако при переходе от этапа погружения (ультраметаморфизма погружения) к инверсионно-складчатому процессы палингено-анатектического гранитообразования должны были сопровождаться все усиливавшимися генетически взаимосвязанными и сопряженными во времени процессами дегранитизации, гранитизации и базификации комплексментарного типа.

Дегранитизация во времени должна была сопровождаться развитием в зонах нарушения сплошности пород инфильтрацией вначале интрателлурических, а затем трансмагматических растворов глубинного происхождения, которые способствовали развитию в пределах пород гнейсовых горизонтов процессов метасоматического замещения, а затем селективного плавления и инфильтрационного магматического замещения. Последнее приводило к образованию того же ряда пород чарнокитового комплекса, что и процесс гранитизации, но в иной последовательности их развития. Этот ряд может быть выделен как ряд эндербитизации, будучи представленным последовательностью: гранит \rightarrow гранодиорит \rightarrow (плагиогранит, кварцевый диорит). Формирование гранитоидов этого ряда сопровождалось выносом из исходных пород K , Mg и Fe с одновременным повышением

в образовавшихся гранитоидах Са и главным образом Na. Процессы метасоматической и палингенно-метасоматической гранитизации (чарнокитизации) развивались в пределах горизонтов, сложенных основными плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, и приводили к образованию ряда: диорит → кварцевый диорит → лейкогранодиорит (плагиогранит) с переводом конечных членов в расплавленное состояние. В этом случае выносились Mg, Fe и Са и привносились Na и Si в меньшей степени и не всегда — К.

Высвобожденные в процессе чарнокитообразования как в результате чарнокитизации, так и эндербитизации фемические элементы стимулировали локальное проявление процессов Са- и особенно Mg — Fe-метасоматизма с образованием пространственно тесно связанных с глиноземистыми чарнокитами анортозитоподобных пород типа остаточных лютогенитов, а также метасоматических пород состава Гип+Фл+Корд+Сапф, Кв+Алм+Мт, Кв+Гип+Мт, определявших железорудную металлогеническую специализацию рассматриваемого комплекса [25, 27, 380].

Гранитообразование ультраметаморфизма воздымания

Гранитообразование ультраметаморфизма воздымания накладывалось на существенно палингенно-анатектические и метаморфогенные гранитоиды стадии ультраметаморфизма погружения. Этот тип гранитообразования характерен для древних сиалических геосинклинально-складчатых областей ДССО, ЕСО, а также АЩ, АКМ и БКМ и зон активизации в пределах указанных докембрийских складчатых систем. Развитие гранитообразования протекало в основном в сининверсионную и позднейинверсионную стадии развития складчатых областей (см. табл. 17), будучи в определенной степени подготовленным в их предынверсионную стадию. Их возрастное и тектоническое положение в пределах древнейших складчатых областей Восточной Сибири отражено в табл. 17, а температуры формирования в табл. 19.

Гранитообразование стадии ультраметаморфизма воздымания развивалось при смене нисходящих движений восходящими и сопровождалось интенсивными дислокациями. Образование гранитоидов вызвано: а) «всплыванием» участков пород наиболее насыщенных палингенно-анатектическими гранитоидными расплавами, обусловившими гравитационную неустойчивость подобных блоков земной коры [23]. Результатом этого явилось формирование гранитогнейсовых куполов (мигматит-плутонов), перераставших в силу развития явлений интрузии расплава и диапиризма реоморфизованных пород в мигма- и диапир-плутоны; б) развитием процессов палингенно-метасома-

тической и обусловленной ею и тесно пространственно с нею связанной метасоматической гранитизации под воздействием тепловых потоков [468] и растворов как трансмагматических [174, 181], так и растворов генетически с ними связанных, причиной возникновения которых являлась дегазация мантии [54, 267] в результате происходивших там фазовых превращений [155, 267, 325], а также и под воздействием регенерированных метаморфических растворов корового происхождения [448].

Процессы гранитообразования контролировались зонами нарушения сплошности пород и разломами и протекали в интервале 680—1000°С в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (см. табл. 19)*; при этом гранитообразование за счет метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций имело регрессивную направленность, а за счет пород эпидот-амфиболитовой и зеленсланцевой фаций — прогрессивную (см. табл. 19). Минеральные парагенезисы гранулитовой фации в одних случаях сохранялись в пределах пород, не затронутых процессами палингенно-метасоматической гранитизации как неравновесные, в других — целиком замещались парагенезисами амфиболитовой фации. Система гранитообразования в целом открытая, хотя в отдельных участках (при отсутствии интенсивных тектонических деформаций) породы соответствовали относительно закрытым подсистемам во время всего этапа развития рассматриваемого типа гранитообразования или отдельных его стадий.

Указанные процессы приводили к мобилизации вещества гранитоидного состава в виде расплава с одновременным высокотемпературным метасоматическим и магматическим замещением кристаллических сланцев, метаморфогенных и палингенно-анатектических гранитоидов. В результате интенсивных тектонических движений и, следовательно, интенсивных деформаций пород с нарушением их сплошности возникавший расплав перемещался на незначительные расстояния и интродировал в вышележащие горизонты с образованием как интрузивно-анатектических, так и интрузивно-магматических гранитоидов. Появление расплава и значительные динамические напряжения способствовали развитию явлений реоморфизма и формированию интрузивно-реоморфических гранитоидов. В контактовых зонах таких интрузивно-анатектических и интрузивно-реоморфических гранитоидов в той или иной степени развиты процессы метасоматической гранитизации. Размещение рассматриваемых гранитоидов контролировалось крупными пликативными

* По гомогенизации расплавленных включений для гранитов амфиболитовой фации, локализованных в пределах верхнеалданской свиты получены температуры 760—780°С, а давление флюида достигало 6,0—5,8 кбар [306]. В состав газовой фазы в кварце лейкосом мигматитов установлены, % (по объему): CO₂—58—78, нерасчлененные кислые газы [H₂S, SO₂, HCl, HF]+NH₃—16—26, N₂+редкие газы — 5—20.

структурами положительного знака, развивавшимися на участках максимального прогибания про- и протогоэосинклинальных областей. В пределах таких участков гранитное вещество концентрировалось в форме обширных (площадью до 1000 км²) мигматит-плутонов, полей мигматизации и гранитизации, гнейсово-гранитовых куполов различных порядков, образующих цепочки и гирлянды, вытянутые в направлении простирания складчатых областей (ДССО, ЕСО), либо ячеистые структуры, подчиненные решетчатой системе глубинных разломов, служивших путями движения гранитизирующих растворов (АЩ).

Зоне палингенно-метасоматического гранитообразования и пространственно тесно с нею связанной метасоматической гранитизации предшествовал фронт региональной развитой метасоматической гранитизации и перекристаллизации пород, мощность которого, по-видимому, не превышала 1,5—2 км. Такая зона намечается в пределах нижнего течения р. Б. Ыллымах на Алданском щите. Относительно небольшой мощностью фронта региональной метасоматической гранитизации можно объяснить малую вероятность сохранения такого типа гранитоидов в дальнейшей геологической истории складчатых областей.

В пределах иенгрского и тимптоно-желтулинского комплексов центральной части АЩ палингенно-метасоматическое, интрузивно-анатектическое и интрузивно-реоморфическое гранитообразование выражено в возникновении гранитоидов от кварц-диоритового состава до гранитового, в том числе щелочно-гранитового и аляскитового составов (см. табл. 1, 17). Магматизм, связанный с указанными процессами и ими обусловленный, развивался в стадию основной фазы складчатости в Центральноалданском районе в позднеархейское время и частично в ранне-среднепротерозойское (см. табл. 11), а в периферической части АЩ, сопредельной с ДССО — в ранне-среднепротерозойское время (см. табл. 1 и 11). Он подразделяется на четыре разновозрастные фазы с различными по составу продуктами. С последними фазами гранитообразования — аляскитовыми, биотитовыми и пегматоидными гранитами связано повышение концентрации редкометальной и редкоземельной аксессуарной минерализации.

Раннепротерозойское палингенно-метасоматическое и интрузивно-анатектическое гранитообразование в пределах БКМ приводило к возникновению плагиогранитов-кварцевых диоритов, а в пределах усть-гилюйского комплекса хр. Джагды-Тукурингра — к образованию плагиогранитов, кварцевых диоритов и плагиоклазитов, по-видимому, также в стадию основной фазы складчатости.

В пределах ДССО проявление гранитообразования ультраметаморфизма воздымания выражено в развитии массивов гранитоидов древнестанового комплекса существенно плагио-

гранитового состава, очевидно, во время проявления основной фазы складчатости, образований токсско-алгоминского комплекса, биотитовых и двуслюдяных гранитов второй фазы поздне-станового комплекса, соответствовавшей, по-видимому, началу и завершению консолидации складчатых структур, возможно, в связи с развитием более позднего тектоно-магматического цикла (см. табл. 17).

В пределах западной части АЩ (Витимо-Олекминского блока) устанавливается развитие архейского комплекса палингенно-метасоматических и интрузивно-анатектических, а также раннепротерозойского (куандинского) комплекса палингенно-метасоматических и среднепротерозойского (коларского) интрузивно-анатектических и интрузивно-реоморфических гранитоидов (см. табл. 17). При этом в Кодаро-Удоканской зоне ДССО в результате работ В. С. Федоровского, М. З. Глуховского, А. М. Лейтеса и других выделены интрузивно-реоморфические гранитоиды, прорывающие породы удоканской серии. Формирование их связывается с проявлением в пределах архейского и нижнепротерозойского фундамента процессов повторно-среднепротерозойского ультраметаморфизма, с диапиризмом реоморфизованных гранитоидов в вышезалегающие более молодые комплексы пород и с наложением в контактовых зонах процессов более позднего кремнещелочного метасоматизма.

Метасоматическое гранитообразование и кремнещелочной метасоматизм зон региональных разломов

Метасоматическое гранитообразование и кремнещелочной метасоматизм зон региональных, в том числе глубинных, разломов характерны для малых и средних глубин земной коры складчатых областей в стадию главных фаз складчатости, начала и завершения консолидации складчатых структур, а также зон активизации при господствовавшем сжатии. Образование гранитоидов этого типа связано с развитием процессов метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма, являвшихся для верхних горизонтов земной коры эквивалентом палингенно-метасоматического гранитообразования больших глубин [382], развитие которых протекало при $650-300^{\circ}\text{C}$, $p_{\text{л}} 3-7$ кбар и $p_{\text{н.о}} 0,3-2$ кбар.

Метасоматические граниты и кремнещелочные метасоматиты локализованы в зонах глубинных разломов, обычно надвигового типа на сочленении АЩ и ДССО, а также в зонах региональных разломов типа милонитовых швов, развитых в пределах ДССО (рис. 1, 48, 49), в том числе Джагды-Тукурингской складчатой зоны (см. рис. 36-38), ЕСО, а также в пределах АЩ, АКМ и БКМ. Для кремнещелочных метасоматитов и

метасоматических гранитов характерно закономерное изменение состава по мере удаления вверх от зоны палингенно-метасоматического гранитообразования. Наблюдается следующий тип грубой одновременно возникавшей зональности метасоматитов [382]: $Kв+Орт^* \rightarrow Kв+Орт+Ми \rightarrow Kв+Ми \rightarrow Kв+Ав+Ми$

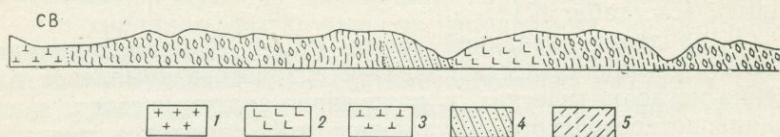


Рис. 48. Геологический разрез по правому берегу р. Лантарь (масштаб 1 : 50 000, составил В. А. Рудник, 1958 г.).

1 — кварцевые диориты, диориты и плагиограниты, слабо милонитизированные ($Cr_1^{2?}$); 2 — микрогаббро-диориты, микрогаббро милонитизированные ($Pz_3^1-Mz_{1-2}$); 3 — горнблендиты милонитизированные ($Pz_3^1-Mz_{1-2}$); 4 — кварцитовидные песчаники (Pt_3^2); 5 — милониты по микрогаббродиоритам, микрогаббро и горнблендитам; 6 — милониты по квар-

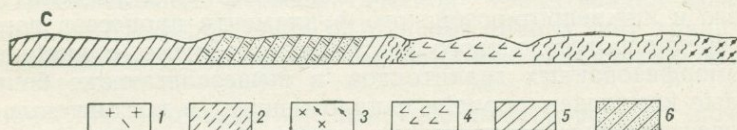


Рис. 49. Геологический разрез вкост контактовой зоны с аноктозитовым массивом в бассейне р. Лантарь (масштаб 1 : 50 000, составил В. А. Рудник, 1958 г.).

1 — кварцевые диориты слабо милонитизированные ($Cr_1^{2?}$); 2 — милонитизированные и рассланцованные микрогаббро-диориты ($Pz_3^1-Mz_{1-2}$); 3 — граниты и гранодиориты в различной степени милонитизированные, окварцованные и микроклинизированные ($Rz_3^2-3?$); 4 — милонитизированные и рассланцованные ильменитовые габбро (Pz_3^2);

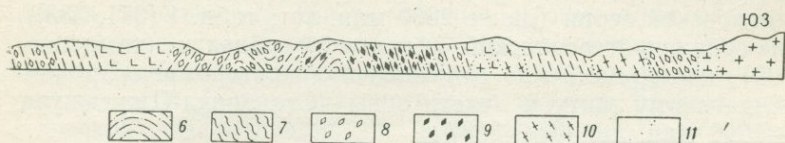
(формируются в диапазоне условий от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фаций) $\rightarrow Kв+Ми+Ав$ (в условиях эпидот-амфиболитовой фации) $\rightarrow Kв+Ав$ (в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций).

В пределах зон разломов продукты кремнещелочного метасоматизма (часто с редкоземельной и редкометальной минерализацией) нередко телескопированы в связи с регрессивным характером процесса. Поэтому на кварц-ортоклаз-микроклиновые метасоматиты наложены кварц-микроклиновые и кварц-альбит-микроклиновые, а на те и другие — кварц-микроклиноальбитовые и затем кварц-альбитовые и альбитовые. Наиболее поздним и низкотемпературным продуктом таких зон является окварцевание.

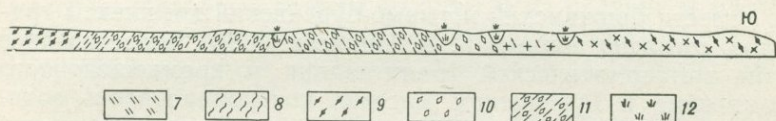
Телескопирование, связанное с прогрессивным развитием процесса кремнещелочного метасоматизма в зонах региональ-

* Под символом «Орт» понимается неупорядоченный калиевый полевой шпат.

ных, в том числе и глубинных, разломов, также имело место, но требует более тонкого исследования, так как результаты его чаще всего не сохраняются. Оно обусловлено волновым изменением кислотности-щелочности растворов, но в целом для рассмотренных образований не характерно, так как интенсивность



цевым диоритам, диоритам и плагиогранитам; 7 — диафторитовые сланцы по микрогаббро-диоритам, микрогаббро и горнблендитам; 8 — окварцованные, микроклинизированные и альбитизированные диафторитовые сланцы и милониты по микрогаббро-диоритам, микрогаббро и горнблендитам; 9 — окварцованные, микроклинизированные и альбитизированные милониты кварцевых диоритов, диоритов и плагиогранитов; 10 — кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты по микрогаббро-диоритам, микрогаббро и горнблендитам, кварцевым диоритам и плагиогранитам; 11 — интрузивный контакт, предполагаемый.



5 — анортозиты катаклазированные ($Pt_1?$); 6 — анортозиты, габбро-нориты, габбро-анортозиты катаклазированные ($Pt_1?$); 7 — плоскостепенные текстуры в габбро-анортозитах и габбро-норитах; 8 — милониты и зоны расщелачивания по анортозитам; 9 — милониты и диафториты по анортозитам, габбро-норитам, габбро-анортозитам, слабо окварцованные и деанортитизированные; 10 — микроклинизированные, окварцованные и альбитизированные кварцевые диориты и габбро-диориты; 11 — микроклинизированные, окварцованные и альбитизированные милониты по габбро-диоритам; 12 — задернованное пространство.

более поздних процессов кремнщелочного метасоматизма в рассматриваемых зонах, как правило, превосходит таковую более ранних процессов в пределах одного и того же уровня.

В пределах зон глубинных разломов наряду с телескопированием метасоматитов одного тектоно-магматического цикла нередко имеет место и совмещение продуктов разновозрастного кремнщелочного метасоматизма, связанного с различными тектоно-магматическими циклами, например в пределах восточной части хр. Джугджур [358].

Развитие метасоматических гранитов и кремнщелочных метасоматитов в милонитовых швах центральной части Алданского щита происходило синхронно с интрузивно-анатектическим и интрузивно-реоморфическим гранитообразованием в условиях амфиболитовой фации и имело прогрессивный характер (см. табл. 11), а в периферических частях щита — в условиях зеленосланцевой фации и имело регрессивную направленность, но и в том и в другом случаях за счет пород амфиболитовой фации и пироксен-роговообманковой субфации гранулитовой фации

ции метаморфизма. Развитие кремнещелочного метасоматизма связано с двумя тектоно-магматическими эпохами (циклами) в развитии земной коры АШ [363, 369] и, по-видимому, отвечало началу и завершению консолидации складчатых структур архейской складчатой области (иенгрской), пространственно отвечавшей, по крайней мере, территории распространения пород федоровской серии (ранее 2600 млн. лет; табл. 1 [371, 383]), и ранне-среднепротерозойской складчатой области (тимптоностановой), пространственно отвечавшей в протерозое современному Алданскому щиту и части зоны Становика-Джугджура (1800—1600 млн. лет [371, 383]).

Развитие метасоматических гранитов в пределах нижнепротерозойских пород БКМ, по-видимому, имело прогрессивный характер в условиях амфиболитовой фации метаморфизма синхронно с проявлением парагенетически и генетически связанного с нею гранитоидного магматизма (интрузивно-анатектического) и отвечало раннепалеозойской—палеозойской, а возможно, и мезозойской стадии главных фаз складчатости (сюда можно отнести биджанский и тырмо-бурейнский комплексы гранитоидов, согласно данным Г. В. Ициксон [139]). Более позднее развитие метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма в Бурейском массиве контролировалось зонами милонитизации, имело регрессивный характер в условиях фации зеленых сланцев и, по-видимому, отвечало стадии начала и завершения консолидации складчатых структур этой складчатой области, пространственно отвечающей современному Бурейскому массиву.

Развитие условно среднепалеозойской и мезозойской метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма в пределах восточной части ДССО (см. рис. 48, 49) и мезозойской—в пределах хр. Джагды-Тукурингра (см. рис. 36—38) контролировалось зонами глубинных разломов, было связано с зонами мезозойской активизации и происходило в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Продукты начальных стадий процесса отвечали прогрессивному характеру его течения, но были осложнены телескопированием метасоматитов регрессивной стадии.

Можно предполагать, что образование марагайского комплекса кремнещелочных метасоматитов и метасоматических гранитов ДССО связано с развитием складчатого пояса в эпоху начала—конца консолидации складчатых структур в ранне-среднепротерозойское время, а также с развитием палеозойской и мезозойской активизации этой зоны. Но для окончательного решения этого вопроса требуются дальнейшие направленные исследования. Со среднепротерозойской тектоно-магматической эпохой связано также развитие очковых метасоматитов Кодарской и Удоканской подзон западной части ДССО.

В условиях господствовавших движений растяжения эквива-

лентом палинггенно-метасоматических и интрузивно-анатектических гранитоидов больших глубин для средних и малых глубин являлись интрузивно-магматические и интрузивно-реоморфические гранитоиды. Степень дифференциации и взаимодействия этих интрузивно-магматических гранитоидов с вмещающими породами зависит от скорости движения магматического расплава, времени его кристаллизации и остывания и степени открытости системы, которой отвечали вмещающие интрузию породы. При определенных условиях с такими гранитоидами генетически и (или) парагенетически связаны ореолы метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма вмещающих пород. Эти ореолы развиты на больших глубинах в контакте с интрузивно-анатектическими и интрузивно-реоморфическими гранитоидами архейского и протерозойского комплексов пород АЩ (см. табл. 11), с интрузивно-реоморфическими гранитоидами среднепротерозойского кодарского комплекса Кодаро-Удоканской зоны ДССО [80], а также с условно раннепалеозойскими гранитоидами Буреинского кристаллического массива. Подобные ореолы развиты и на средних и малых глубинах в контакте с интрузивно-магматическими гранитоидами. Примером является позднепалеозойский улканский комплекс ДССО (см. табл. 17).

Нередко в пределах одной и той же структурной зоны развиты как метасоматические граниты и кремнещелочные метасоматиты (они приурочены к зонам господствовавшего сжатия — милонитизации пород), так и мелкие интрузивные тела субщелочных гранитов, граносиенитов и гранитов (эти интрузии приурочены к зонам господствовавшего растяжения — трещинного типа). В одних случаях такие интрузии имеют ореолы приконтактной калишпатизации вмещающих пород, но, как правило, незначительной мощности. В других случаях подобные ореолы отсутствуют. Примером могут служить кремнещелочные метасоматиты*, субщелочные граниты, пегматиты, редко граниты мелового комплекса хр. Джагды-Тукурингра и верхнемелового джугджурского комплекса хр. Джугджур.

§ 2. Общие закономерности пространственно-временной эволюции гранитообразования

В связи с генетическим и возрастным многообразием гранитоидов установление пространственно-временной эволюции гранитообразования сопряжено с определенными трудностями. С целью их преодоления было проведено: 1) формационное расчленение гранитоидных комплексов Восточной Сибири на гене-

* Их К—Аг-возраст 135 ± 25 млн. лет [358].

тической основе и на базе формационно-генетической классификации, разработанных автором совместно с Г. М. Беляевым и В. Н. Верхало-Узким [26, 366, 374, 375, 381, 382] и нашедшей отражение в табл. 17; 2) радиологическое исследование гранитоидов и вмещающих их кристаллических комплексов в пределах Тимптоно-Алданского блока (см. табл. 2), результаты которого изложены в ряде работ автора [347, 369, 383—388, 392]; 3) обобщение изотопно-геохронологических данных по докембрийским комплексам Восточной Сибири на генетической основе [369, 371]; 4) обобщение петрохимических данных по докембрийским гранитоидным комплексам на формационно-генетической основе, проведенное Г. М. Беляевым*, В. Н. Верхало-Узким, Т. А. Павловой при участии автора, часть результатов которых опубликована [26, 409], а другая, отраженная в табл. 20—25, готовится к публикации.

Пространственно-временные закономерности эволюции вещественного состава гранитоидов

Наиболее объективный анализ эволюции вещественного состава гранитоидов Восточной Сибири может быть дан на формационной основе, тем более, что такой анализ в определенной степени учитывает и генетические закономерности гранитообразования [369].

В пределах докембрия Восточной Сибири выделены такие формационные типы гранитоидов, как формация эндербитов, чарнокитов, мигматит-гранитов, аляскистов, гранит-гранодиоритов, гранит-лейкогранитов и рапакиви (в объеме [68]), которые нашли отражение в табл. 17.

При этом главнейшая масса гранитоидов формаций эндербитов и чарнокитов, для которых приведены их петрохимические характеристики, относится к гранитоидам метаморфизма и ультраметаморфизма погружения. Главнейшая же масса гранитоидов мигматит-гранитовой формации и целиком без исключения остальных четырех формаций представляет собой продукты гранитообразования ультраметаморфизма воздымания.

Формации эндербитов и чарнокитов. Формации эндербитов и чарнокитов (в объеме [375]), к которым принадлежит основная масса гранитоидов Восточной Сибири, сформированных в процессе метаморфизма и ультраметаморфизма погружения, являются неотъемлемыми составляющими супракристалльных

* Все расчеты палеоусловий формирования гранитоидов на основании петрохимических данных проведены Г. М. Беляевым на основе породного геотермометра [25] и породного геобарометра [91], петрохимических параметров И. В. Носырева [300] и многократной корреляции по методике Ю. К. Буркова [44].

комплексов, выделяемых в объеме иенгрского (верхнеалданская и федоровская серии) и тимптоно-желтулинского (тимптонская и желтулинская серии) комплексов центральной и восточной частей АЩ, чарской (курульгинской) серии западной части Алданского щита, канской серии ЕСО, верхнеанабарской, хапчанской и далдынской серий АКЩ, где они составляют до 10—15% объема пород.

В этих регионах, а также в пределах ДССО и БСО выходы рассматриваемых гранитоидов характерны для блоков, менее других подвергшихся структурной и вещественной перестройке в ходе длительной эволюции кристаллического фундамента. Эти блоки входят в систему поднятий кристаллического фундамента по периферии Сибирской платформы, а в ряде случаев устанавливаются под чехлом платформенных отложений (Вилуйская синеклиза), в целом вырисовывают контуры древних обширных про- и протогесинклинально-складчатых систем (в объеме [499]), в пределах которых выдерживались на близких уровнях условия литогенеза, метаморфизма и раннего ультраметаморфизма [369, 371]. Гранитоиды рассматриваемых геологических структур и комплексов в подавляющей массе относятся к формациям эндербитов и чарнокитов. Возрастное и тектоническое положение этих формаций в пределах древних складчатых областей Восточной Сибири и их породный парагенезис (петрогенезис) отражены в табл. 17, частично в табл. 1, 2 и 11, а вещественный состав в табл. 20.

В пределах АЩ выделяются три области развития гранитоидов рассматриваемых формаций: западная (Витимо-Олекминский блок); центральная (Алдано-Тимптонский блок) и восточная (Тимптоно-Учурский блок). Геологически наиболее изучены гранитоиды Алдано-Тимптонского блока, выделявшиеся различными исследователями как ортогнейсы (С. П. Коноплев, 1948 г.), производные диоритового ряда [164], породы типа гранодиоритов и трондьемитов [473], серые плагииграниты [98, 436], чарнокиты, чарнокит-мигматиты — нимгерканский и тимптоно-желтулинский комплексы* [25, 369, 504]. Более определенно чарнокитовый характер древнейшего комплекса гранитоидов и особенности их генезиса подчеркивали исследователи Тимптоно-Учурского (гонамский комплекс [363, 369, 461 и др.]) и Витимо-Олекминского блоков [11, 80, 224, 496, 497, 505 и др.]. В пределах восточной части ДССО гранитоиды рассматриваемых формаций устанавливаются в пределах джанинской серии Чогарского блока (чогарский комплекс [156, 346]**), а также алданского комплекса [346].

* Радиологический возраст (см. табл. 2) для чарнокитов федоровской серии 3000—3400 млн. лет, а для тимптоно-желтулинского комплекса — 2500—2100 млн. лет (см. табл. 2 [347, 369, 371, 383]).

** Радиологический возраст более 3100 (?) млн. лет [156].

ТАБЛИЦА 20

Оценки генеральных средних химического состава и эндербитов, % (по массе) *

Компоненты	Плагииграниты — кварцевые диориты, в том числе эндербиты				
	АЩ			АКМ	ЕСО
	западная часть	центральная часть	восточная часть		
SiO ₂	67,22—71,22	67,20—71,32	65,36—71,34	67,34—70,32	66,06—75,00
TiO ₂	0—0,34	0,40—0,56	0,21—0,46	0,23—0,44	0,29—1,11
Al ₂ O ₃	13,98—18,19	14,06—15,76	13,57—15,40	15,27—16,33	11,87—13,49
Fe ₂ O ₃	0,47—1,45	1,24—2,18	1,10—1,95	0,93—1,61	0—2,50
FeO	0,63—3,01	1,08—2,74	1,63—3,33	1,95—2,50	3,01—6,51
MnO	0—0,02	0,03—0,09	0,03—0,07	0,03—0,07	0,05—0,11
MgO	0,55—1,55	0,77—1,71	0,93—2,63	1,27—1,58	1,14—2,94
CaO	2,52—4,64	3,39—4,61	3,41—4,74	3,95—4,45	2,62—3,42
Na ₂ O	3,50—4,94	3,70—4,70	1,79—4,34	3,74—4,20	1,43—2,23
K ₂ O	0,35—1,98	1,08—1,56	1,03—1,61	1,59—2,15	1,20—1,96
<i>n</i>	7	13	11	25	6

* Рассчитали и составили Г. М. Беляев, В. Н. Верхало-Узкий, Т. А. Павлова при $(\bar{x})_{95\%}$.

Докембрийские гранитоиды АКМ изучены менее детально, чем соответствующие образования АЩ, хотя они и рассмотрены во многих работах [58, 133, 134, 145, 244—246, 269, 344]; впервые наиболее полное описание вещественного состава рассматриваемых гранитоидов дано Б. Г. Лопатыным [240—242]. Чарнокитовые гранитоиды, впервые выделенные в пределах ЕСО (богунаевский комплекс), в ее Ангароканской части Ю. А. Кузнецовым [212], в дальнейшем с различной степенью детальности разобраны в работах [1, 165, 184, 292, 417 и др.].

Результаты петрохимических исследований показали, что чарнокиты из различных частей АЩ сформировались при близких значениях $p_{\text{пл}}$ 6—11 кбар, $p_{\text{H}_2\text{O}}$ 1,5—3 кбар и 850—950°С, а сам процесс чарнокитообразования не распространялся выше глубины 14 км и контролировался вариациями геотермического градиента в пределах 23—50°С/км. Полученные оценки термодинамических условий формирования гранитоидов хорошо согласуются с аналогичными оценками, полученными с помощью парагенетического анализа супракрустальных образований щита в целом [261, 263, 325]. Для АКМ выявлен тот же диапазон формирования гранитоидов формации, но более широко представлены гранитоиды, не проходившие стадию плавления*, а процессы чарнокитообразования распространялись на меньшие глубины ($p_{\text{пл}}=3\div 11$ кбар) при больших вариациях геотер-

* При значительной роли метасоматических процессов.

гранитоидов формаций чарнокитов

Граниты-гранодиориты — кварцевые монцитоны (в том числе чарнокиты)

АЩ			АКМ	ЕСО
западная часть	центральная часть	восточная часть		
63,62—76,76	69,07—71,55	69,50—71,90	65,63—67,61	67,26—68,90
0—0,86	0,34—0,48	0,28—0,64	0,62—0,82	0,51—0,75
12,59—14,85	13,51—14,23	13,42—15,20	14,09—14,66	13,82—14,61
0,60—1,80	0,94—1,94	0,46—2,34	1,51—2,89	0,89—1,40
0—6,10	1,47—2,29	1,42—3,43	3,16—3,93	3,62—4,76
0—0,05	0,03—0,09	0,01—0,11	0,06—0,09	0,05—0,08
0,13—1,93	0,77—1,45	0,35—0,87	0,94—1,36	1,04—1,62
0—3,83	1,90—2,94	1,66—2,41	2,70—3,40	1,85—2,37
2,59—3,83	3,32—4,08	2,68—3,48	3,08—3,32	2,02—2,23
3,35—5,41	3,50—4,74	4,30—5,58	4,28—4,58	4,50—5,23
4	11	7	19	18

мического градиента (от 23 до 60° С/км). Чарнокиты и эндербиты ЕСО по соотношениям химических компонентов не имеют указаний на их магматическую природу.

Процесс формирования гранитоидов формаций эндербитов и чарнокитов проходил в условиях высокой геохимической подвижности: а) в пределах АЩ Na и Fe³⁺ — при формировании гранитов и кварцевых монцитонов, K и Al — эндербитов; б) в пределах АКМ K и Mg — гранитов, K и Al — эндербитов; в) в ЕСО Na и Al — гранитов, K и Fe²⁺ — плагиогранитов, Ca и Mg — кварцевых диоритов.

Таким образом, большинство из исследованных гранитоидов метаморфизма и ультраметаморфизма погружения Восточной Сибири было сформировано в условиях гранулитовой (или приближающейся к ней) фации. Эти гранитоиды отнесены в большинстве своем к формациям чарнокитов и эндербитов — см. табл. 17 [366, 369]. Сравнение петрохимических особенностей рассматриваемых генетических типов гранитоидов, проведенное на формационно-генетической основе (см. табл. 20), позволило сделать следующие заключения.

Чарнокитовые гранитоиды ряда кварцевый диорит — плагиогранит из районов АЩ и АКМ по петрохимическим параметрам отличаются незначимо друг от друга и значимо от аналогичных гранитоидных образований ЕСО. Последние характеризуются меньшей степенью окисленности Fe и меньшей щелочностью при более высокой доли K и более высокой глиноземистостью,

что сближает их с породами метаморфического субстрата. В то же время по характеру корреляционных связей петрогенных элементов плагиограниты трех названных регионов достаточно сходны, что указывает на общность петрогенетических процессов, приведших к формированию чарнокитовых гранитоидов ряда кварцевый диорит — плагиогранит.

Чарнокитовые гранитоиды ряда кварцевый монцит — гранит по петрохимическим особенностям сходны в районах АЩ и АКМ, но отличны от аналогичных образований ЕСО. Несходны те же петрохимические параметры, что и для чарнокитов ряда кварцевый диорит — плагиогранит с той лишь разницей, что в чарнокитовых гранитах ЕСО менее резко выражено различие в степени меланократовости, кремнекислотности и преобладании в фемических составляющих Fe над Mg.

По типу корреляционных связей петрогенных элементов чарнокит-граниты достаточно однородны, за исключением гранитоидов Тимптоно-Учурского блока АЩ. В отличие от плагиогранитов в процессе образования чарнокитов ряда кварцевый монцит геохимически наиболее подвижными компонентами являлись Na и Fe^{3+} .

Термодинамические параметры условий формирования гранитоидов формации эндербитов сходны в части значений p_d (6—11 кбар для АЩ, 5—10 кбар для АКМ) и p_{H_2O} (1,5—3 кбар для обоих районов), но различны по температуре формирования гранитоидов (850—950°С для АЩ; 700—950°С для АКМ). Анализ петрохимических данных на базе сопоставления с результатами экспериментальных исследований по плавлению гранитоидов при различных значениях T , p_d , p_{H_2O} позволил сделать заключение, что значительная часть чарнокитовых гранитоидов АКМ, включенных в выборку, очевидно, не проходила стадии плавления (фигуративные точки лежат ниже кривой плавления) [25]. Различия в способе образования чарнокитов АЩ и АКМ следуют и из результатов сравнения характера корреляционных связей. Так, при общности сильных связей между Si и Mg, Ti и Na, Mg и Ca, Ca и K для чарнокитов АЩ характерны также значимые связи Si с Al, Mg с K, а для чарнокитов АКМ — Si с Na. По типу связей и структуре формулы многократной корреляции чарнокиты АЩ в целом близки к типично палингенно-анатектическим образованиям, а чарнокиты АКМ — к метаморфогенным и палингенно-метасоматическим образованиям [25].

По оценкам генеральных средних значений содержаний петрогенных элементов (см. табл. 20) гранитоиды формаций чарнокитов и эндербитов АЩ значимо отличаются от аналогичных гранитоидов АКМ по Ti, Fe^{3+} , K и Si. По оценкам генеральных средних (см. табл. 20) выявляются значимые различия в содержании петрогенных элементов в гранитоидах формаций чарнокитов и эндербитов АЩ, АКМ и ЕСО для следую-

щих пар региональных и петрографических совокупностей пород:

а) чарнокитовые плагиограниты АЩ и АКМ по сравнению с плагиогранитами ЕСО обогащены Na, Ca, Al, но обеднены Fe и Ti. Плагиограниты АКМ по сравнению с плагиогранитами АЩ обогащены K и обеднены Ti;

б) чарнокитовые граниты АКМ по сравнению с гранитами АЩ обогащены Ti и Fe^{2+} , но обеднены Si, по сравнению с гранитами ЕСО — обогащены Fe^{3+} и Na, но обеднены Si и K. Граниты АЩ по сравнению с гранитами ЕСО обогащены Na, но обеднены Si и Fe^{2+} .

Таким образом, наибольшей петрохимической индивидуальностью среди гранитоидов рассматриваемых формаций характеризуются гранитоиды, развитые в пределах ЕСО, в то время как гранитоиды АЩ и АКМ близки между собой.

Формация мигматит-гранитовая. Мигматит-гранитовая формация в объеме, принятом в работах [369, 375]), к которой принадлежит основная масса гранитоидов ультраметаморфизма воздымания, является типоморфной для докембрийских супракрустальных комплексов Восточной Сибири, слагая до 50—70% объема кристаллического фундамента центральной части АЩ, АКМ и ДССО (см. табл. 17). Становление формации происходило в широком временном диапазоне, вследствие чего выделяются мигматит-гранитовые формации позднего архея, раннего протерозоя и позднего протерозоя (см. табл. 17).

Гранитоиды позднеархейских мигматит-гранитовых формаций широко развиты в пределах западной* [7, 235, 497], центральной (тимптоно-алданский комплекс** [26, 70, 363, 369, 504] и восточной [360, 363] частей АЩ, АКМ (Билляхский массив и др. [145, 239, 240, 244, 344]), Канского выступа ЕСО (преимущественно в пределах атамановской толщи [165, 292]), а также в ряде крупных блоков архейского складчатого основания, обнажающегося в центральной части Джугджуро-Становой складчатой области [346] (см. табл. 17). Локализованы позднеархейские формации, как правило, в пределах прогеосинклинально-складчатых областей [369, 371], где они пространственно совмещены с гранитоидами формаций эндербитов и чарнокитов и близки к ним по времени образования, закономерно сменяя чарнокиты в ходе направленной эволюции процессов ультраметаморфизма.

Гранитоиды раннепротерозойской мигматит-гранитовой формации развиты в пределах ДССО (древнестановой комплекс***) [72, 159, 282, 346, 363]), а также в архейском фундаменте склад-

* В пределах Чарско-Олекминского блока радиологический возраст 3100—2600 млн. лет [75, 235, 371].

** Радиологический возраст 2900—2600 млн. лет [371, 383].

*** Радиологический возраст древнестановых гранитоидов 2100—1800 млн. лет [75, 369, 371].

чатого обрамления АЩ, в восточной части которого они представлены древнестановым комплексом [346, 360, 363], а в западной куандинским комплексом* [232, 233, 235, 276] (см. табл. 17).

Гранитоиды позднепротерозойской формации мигматит-гранитов развиты в Заангарской части ЕСО (тейский комплекс, в том числе Гаревский массив; см. табл. 17). При этом гранитоиды ранне- и позднепротерозойских мигматит-гранитовых формаций развиты как в пределах про-, так и протогеосинклинально-складчатых областей [499]. В протогеосинклинально-складчатых областях [369, 371] (в пределах ДССО, ЕСО, БСО) гранитоиды этих протерозойских формаций нередко «открывали» процесс ультраметаморфогенного гранитообразования,

ТАБЛИЦА 21
Оценка генеральных средних химического состава

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	66,84—69,25	68,24—70,22	69,42—72,46	69,60—72,34	70,71—76,74
TiO ₂	0,47—0,66	0,51—0,73	0,22—0,42	0,22—0,40	0,17—0,69
Al ₂ O ₃	14,29—15,00	13,28—114,17	14,18—15,24	13,77—14,33	12,04—14,58
Fe ₂ O ₃	1,29—2,01	0,79—1,38	0,91—1,61	1,13—1,54	0,41—3,07
FeO	2,38—3,13	3,38—4,76	1,01—1,67	1,28—2,08	0,78—2,58
MnO	0,04—0,08	0,05—0,08	0,03—0,05	0,03—0,04	0—0,08
MgO	0,78—1,22	1,80—2,64	0,52—1,40	0,78—1,14	0,49—1,61
CaO	2,51—3,08	1,50—1,86	3,76—4,46	1,94—2,46	0,64—2,42
Na ₂ O	3,31—3,62	1,63—2,17	1,67—2,63	3,24—3,61	2,38—3,98
K ₂ O	3,46—4,54	3,23—3,90	3,14—4,34	3,60—4,72	3,99—4,98
<i>n</i>	21	18	33	31	6

* Позднеархейская мигматит-гранитовая формация: 1—АКМ; 2—ЕСО; 3—5—АЩ: то блока. Раннепротерозойская мигматит-гранитовая формация: 7, 8—западной части той части. Позднепротерозойская мигматит-гранитовая формация: 11—ЕСО. Составле

будучи синхронными в своем становлении прогрессивному региональному метаморфизму амфиболитовой фации в условиях преимущественно палингенно-анатектического гранитообразования, затем перераставшего в палингенно-метасоматическое и связанное с ним интрузивно-анатектическое и интрузивно-реоморфическое** и метасоматическое.

В протогеосинклинальных областях*** становление пород формации мигматит-гранитов сопровождалось развитием рег-

* Радиологический возраст 1900—1600 млн. лет [75, 235, 371].

** В пределах становой, яблоневой, устьгилойской, возможно олекминской, и других серий.

*** В пределах верхнеалданской, федоровской, курультинской серий АЩ, верхнеанабарской, далдынской и хапчанской серий АКМ, атамановской толщи ЕСО, желтулакской серии ДССО.

рессивного метаморфизма амфиболитовой фации и практически целиком проходило в условиях ультраметаморфизма воздымания. В то же время гранитоиды мигматит-гранитовых формаций протогеосинклинальных областей представлены как образованиями ультраметаморфизма воздымания, так и погружения. Однако роль последних в объемном отношении ничтожна. Поэтому и выводы на основе петрохимических исследований гранитоидов мигматит-гранитовой формации могут быть с большой долей вероятности отнесены к гранитообразованию ультраметаморфизма воздымания. Результаты проведенного петрохимического анализа гранитоидов мигматит-гранитовой формации (табл. 21) позволили сделать следующие заключения.

гранитоидов мигматит-гранитовой формации *, %

6	7	8	9	10	11
71,37—74,33	68,38—70,94	70,83—73,09	68,32—71,94	67,09—72,12	70,86—71,00
0,09—0,41	0,28—0,38	0,15—0,33	0,29—0,49	0,09—0,31	0,29—0,36
13,02—14,68	14,85—15,73	13,65—14,45	15,29—16,63	15,54—17,56	14,28—14,00
0,22—1,26	0,72—1,20	0,50—0,97	0,59—1,01	0,37—0,81	0,85—1,03
0,74—2,56	1,74—2,46	1,54—1,64	1,00—1,67	0,85—2,21	2,13—2,50
0,03—0,05	0,04—0,06	0,03—0,07	0,05—0,07	0,03—0,05	0,05—0,07
0,41—1,01	0,93—1,25	0,44—0,80	0,43—0,65	0,40—0,90	0,55—0,65
0,86—2,20	3,82—4,32	3,28—3,88	2,23—3,05	2,28—3,88	1,34—1,55
3,17—4,07	2,32—3,08	1,45—1,99	4,79—5,10	4,87—5,63	2,90—3,11
3,81—4,91	2,32—2,98	4,41—4,91	1,81—2,51	1,39—2,43	3,95—4,28
11	33	15	26	11	64

3 — Витимо-Олекминского блока, 4 — Алдано-Тимптонского блока, 5 — Тимптоно-Учурско-АЩ: 7 — плагиограниты, 8 — граниты; 9, 10 — ДССО: 9 — центральной части, 10 — восточная. Г. М. Беляевым, В. Н. Верхало-Узким, Т. А. Павловой при $\bar{x}_{95\%}$.

Несмотря на то, что гранитоиды формации мигматит-гранитов реализовывались в различных возрастных интервалах (поздний архей в пределах АЩ и АКМ, ранний протерозой — ДССО, средний протерозой — ЕСО) для них характерны большая устойчивость и единообразие структурно-вещественных признаков и металлогенической специализации. При этом наибольшей петрохимической индивидуальностью характеризуются мигматит-гранитовые формации АКМ, ЕСО и западной части АЩ (см. табл. 21).

Однако в целом гранитоиды мигматит-гранитовой формации позднего архея по сравнению с протерозойскими гранитоидами обогащены Ti, Fe³⁺, Mg, K и обеднены Na, Ca и Al, т. е. с омоложением возраста от архея к протерозою в составе мигматит-гранитовых формаций заметно возрастала доля плагиограни-

тов за счет уменьшения нормальных и калиевых гранитов (табл. 21). В пространственном отношении подобное изменение химического состава гранитоидов отвечает постепенному переходу от района к району в последовательности: АКМ→ЕСО→→западная часть АЩ→восточная часть АЩ→центральная часть АЩ→ДССО.

Пространственные вариации химического состава выражены: а) для позднеархейской мигматит-гранитовой формации в возрастании с запада на восток кремнекислотности, известковистости и щелочности, но в понижении глиноземистости; б) для раннепротерозойской мигматит-гранитовой формации — в понижении с запада на восток известковистости и железистости, но в возрастании глиноземистости.

Оценка палеоусловий формирования гранитоидов по петрохимическим данным показала, что гранитообразование ультраметаморфизма воздымания в позднеархейскую эпоху в пределах АЩ по режиму T , p_d и p_{H_2O} близко к формированию гранитоидов формации чарнокитов. В то же время гранитообразование в пределах АКМ протекало при более низких температурах и распространялось на меньшие глубины, нежели это имело место для подобного гранитообразования в области АЩ. Формирование гранитоидов позднеархейской формации характеризовалось наибольшей геохимической подвижностью: а) в пределах АЩ — К, Na, Al, в том числе при образовании субщелочных гранитов (Na < 3,3%) — Na и Al, а известково-щелочных (Na > 3,3%) — К и Al; б) в пределах АКМ при образовании субщелочных гранитов — Na и К, а известково-щелочных — Na и Fe²⁺; в) в пределах ЕСО — Ti и Fe³⁺. В то же время при формировании гранитов раннепротерозойской формации ЕСО подвижным поведением характеризовались Fe и Na. При этом расчеты палеоусловий формирования показали, что субщелочные позднеархейские граниты АЩ имеют метасоматическую природу.

Формация аляскитовых гранитов. Гранитоиды аляскитовой формации (в объеме [68]) тесно связаны в пространстве с гранитоидами формации мигматит-гранитов, сменяя их во времени. Наиболее характерна формация аляскитовых гранитов для протогеосинклинальных областей (АЩ, АКМ), причем интенсивность развития ее пород находится в прямой зависимости от интенсивности проявления гранитоидов мигматит-гранитовой формации, а нередко и участвует в строении мигма- и мигматит-плутонов, особенно в пределах их краевых частей (см. табл. 17). В протогеосинклинальных областях формация аляскитовых гранитов играет подчиненную роль и нередко несет ряд структурно-вещественных признаков батолитовых гранитов, как это установлено Г. М. Беляевым и В. Н. Верхало-Узким для ЕСО. В ряде случаев, согласно В. Н. Верхало-Узкому, определенным временным аналогом аляскитов являются

граниты рапакиви (Кодаро-Удоканская зона, Канский выступ; см. табл. 17).

Становление гранитов формации происходило в период за-
тухания тектонических движений на фоне возраставшей консо-
лидации складчатых сооружений, что предопределило существен-
но интрузивный характер гранитоидов. Минеральное веще-
ство аляскитов большей частью явилось продуктом полного
структурно-вещественного преобразования гранитоидов форма-
ций эндербитов, чарнокитов и в особенности мигматит-гранит-
тов. По составу аляскиты варьируют от нормальных и аляски-
товых гранитов (преобладают) до калиевых гранитов и плагнио-
гранитов, реже гранодиоритов, нередко в своем минеральном
составе отражая состав вмещающих толщ. Перемещение веще-
ства происходило на небольшие расстояния — до 2—5 км по
вертикали, приводя к формированию, как правило, бескорне-
вых жильных тел и штоков (до сотен метров в поперечнике),
редко более крупных массивов, имеющих в этом случае гетеро-
генную текстуру и состав.

Аляскитовые граниты развиты во всех регионах Восточной
Сибири, но наиболее широко в позднеархейскую эпоху в преде-
лах Алдано-Тимптонского блока АЩ [25, 26, 98, 363, 369] и на
АКМ [240—245, 344], где выделяются в виде самостоятельных
комплексов, занимая подчас значительные площади (на АКМ
до 10% площади) (см. табл. 11 и 17). Из более поздних аляс-
китовых гранитов наиболее значительно распространена позд-
непротерозойская формация аляскитов в пределах северной ча-
сти ЕСО* (см. табл. 17), ранее относимая к формации батолит-
товых гранитов [184] и в составе которой участвуют овальные
массивы площадью 150—900 км². Сравнительный петрохимиче-
ский анализ гранитоидов формации аляскитов Восточной Си-
бири (табл. 22) позволил сделать следующие заключения.

Гранитоиды позднепротерозойской формации ЕСО отлича-
ются от позднеархейских АЩ и АКМ обогащенностью Ti, Fe²⁺
и обедненностью Fe³⁺ и K, а также большей общей щелочностью
и меньшей меланократовостью, глиноземистостью и железис-
тостью. Позднеархейские аляскиты АКМ отличаются от тако-
вых АЩ меньшей пересыщенностью глиноземом, но более вы-
сокой ролью магния в фемических составляющих. В процессе
формирования аляскитов АКМ и ЕСО наибольшей геохимиче-
ской подвижностью обладали K, Na, Fe²⁺, а для АЩ — Si, Al,
Fe³⁺. При этом результаты породной геобаротермометрии ука-
зывают на то, что образование аляскитовых гранитов форма-
ции протекало на меньших глубинах и при более высоком p_{H_2O} ,
нежели соответствующих гранитов формаций чарнокитов и
мигматит-гранитов, и при $T > 900^\circ C$.

* Радиологический возраст по данным многочисленных определений
850 ± 50 млн. лет [75].

ТАБЛИЦА 22

Оценки генеральных средних химического состава гранитоидов формации аляскитов*, %

Компоненты	1	2	3
SiO	72,90—73,80	72,73—74,69	72,33—73,45
TiO	0,15—0,22	0,11—0,23	0,21—0,29
Al ₂ O	13,69—14,17	12,89—13,81	13,65—14,29
Fe ₂ O	0,79—1,02	0,78—1,08	0,48—0,65
FeO	0,86—1,08	0,61—1,01	1,70—1,95
MnO	0,01—0,02	0,01—0,03	0,03—0,04
MgO	0,40—0,53	0,36—0,93	0,44—0,53
CaO	0,81—1,07	0,97—1,18	1,03—1,26
Na ₂ O	2,90—3,48	2,91—3,18	3,16—3,48
K ₂ O	5,37—5,90	5,38—5,89	4,25—4,87
n	32	20	44

* Позднеархейская формация центральной части АЩ (1) и АКМ (2); позднпротерозойская формация ЕСО (3). Составлена Г. М. Беляевым и В. Н. Верхало-Узким, Т. А. Павловой при (x)95%.

Формация гранодиорит-гранитовая. Гранитоиды гранодиорит-гранитовой формации (в объеме [68]) свойственны раннепротерозойской эпохе развития докембрийского основания Сибирской платформы, но наиболее широко они развиты в пределах ДССО, где слагают ряд крупных массивов (позднестановой и токско-алгоминский комплексы [72, 284, 428], см. табл. 17). В пределах АЩ гранитоиды формации* (см. табл. 17) тяготеют к зонам разломов и представлены жилами и дайками существенно интрузивно-анатектических гранитоидов (см. табл. 11 и 17) мощностью до 30—35 м при длине до 1—1,5 км, реже встречаются штоки диаметром до 0,5—0,9 км (унгринский комплекс [25, 223, 363, 436]). В пределах АКМ гранитоиды формации (см. табл. 17) локализованы также в Хаптасыннахской и Котуйкан-Монхолинской зонах глубинных разломов в виде крупных и мелких интрузивных, реже палингенно-метасоматических и метасоматических тел [239, 240, 243].

Гранодиорит-гранитовая формация в петрохимическом отношении имеет много общего с формацией аляскитовых гранитов (сравнить табл. 22 и 23). Особенно велико сходство между гранитоидами позднеархейской формации аляскитовых гранитов и раннепротерозойской мигматит-гранитовой формацией, развитыми в пределах одних и тех же регионов АЩ и АКМ, а также раннепротерозойских мигматит-гранитовой и гранодиорит-гранитовой формациями Джугджуро-Становой складчатой области (табл. 22 и 23).

* Радиологический возраст гранитоидов унгринского комплекса 2000—1700 млн. лет [347, 371].

ТАБЛИЦА 23

Оценки генеральных средних химического состава гранитоидов раннепротерозойской гранодиорит-гранитовой формации*, %

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	71,35—77,05	73,05—73,72	72,19—73,54	62,07—74,17	67,70—71,04
TiO ₂	0,04—0,22	0,13—0,20	0,09—0,21	0,05—0,73	0,22—0,35
Al ₂ O ₃	13,46—15,72	13,47—14,25	13,16—14,24	14,18—16,30	15,23—17,09
Fe ₂ O ₃	0,08—0,56	0,70—1,08	0,70—0,92	0,25—1,98	0,77—1,26
FeO	0,13—1,17	0,87—1,34	1,13—1,93	0,50—3,88	0,85—1,49
MnO	0—0,06	0,02—0,02	0,01—0,02	0,02—0,10	0,01—0,04
MgO	0,30—0,52	0,40—0,63	0,63—0,99	0,20—2,58	0,54—0,90
CaO	1,53—2,71	0,96—1,13	1,16—1,77	1,40—5,14	1,70—2,66
Na ₂ O	4,00—4,75	2,97—3,51	3,09—3,93	4,35—5,09	4,13—5,47
K ₂ O	0,80—2,64	5,02—5,63	3,72—5,22	2,12—4,30	2,98—4,12
<i>n</i>	7	22	13	9	16

* Плагииграниты (1) и граниты (2) АЩ, граниты АКМ (3), граниты восточной (4) и центральной частей (5) ДССО. Составлена Г. М. Беляевым, В. Н. Верхало-Узким, Т. А. Павловой при $(\bar{x})_{15\%}$.

Наибольшей петрохимической индивидуальностью обладают гранитоиды позднестанового комплекса, которые по сравнению с гранитоидами раннепротерозойских формаций гранодиорит-гранитов АЩ и АКМ обеднены К и Si, но обогащены Ti, Al, Ca и Na (табл. 23).

При переходе из района АКМ через АЩ в ДССО имеет место устойчивое обогащение гранитоидов раннепротерозойской гранодиорит-гранитовой формации Ti, Al, Fe³⁺, но обеднение Fe²⁺. При этом гранитоиды центральной части ДССО по сравнению с таковыми восточной части ДССО пересыщены глиноземом и более железисты, а гранитоиды АКМ по сравнению с таковыми АЩ обеднены щелочами (за счет К), Fe, Al, но обогащены Ca (табл. 23).

В процессе формирования гранитоидов формации наибольшей геохимической подвижностью обладали щелочи, а для АКМ также Ca и Al (и в особенности К). По петрохимическим данным гранитоиды формации в пределах АКМ являются менее глубинными и более высокотемпературными образованиями по сравнению с таковыми АЩ, в пределах которого режим их формирования характеризовался значениями $T=650 \div 1000^\circ \text{C}$, $p_{\text{д}}=4 \div 8$ кбар, $p_{\text{H}_2\text{O}}=1 \div 3,5$ кбар.

Формация рапакиви. Формация «рапакиви» [46, 490 и др.] выделена в пределах Восточной Сибири в результате новейших геолого-петрологических исследований [408, 409]. Представители данной формации установлены в западной части АЩ (ко-

дарский комплекс *) [235, 466], восточной части области сопряжения АЩ и ДССО (улканский, или южно-учурский, комплекс * [65, 284]), центральной части АЩ (в рамках чародоканского и ярогинского комплексов [277]), в Прибайкалье (приморский комплекс [126]), в ЕСО (таракский комплекс [165, 212, 292]), на АКМ («Краевой массив»). Становление гранитоидов формации относится к периоду консолидации протерозойских протогеосинклинально-складчатых областей, знаменует особый тектоно-магматический этап субплатформенного развития Восточной Сибири, а сами гранитоиды формации локализованы, как правило, в зонах глубинных разломов краевого шва древней Сибирской платформы, а также в пределах кристаллического фундамента в области сопряжения архейских и раннепротерозойских структур.

Результаты петрохимического анализа (табл. 24) привели В. Н. Верхало-Узкого к выводу о полной тождественности химического состава гранитоидов формации рапакиви Восточной Сибири с таковыми Балтийского щита и Украинского кристаллического массива [46, 407]. При этом гранитоиды формации обладают высоким содержанием закисного железа при исключительно высокой как общей железистости, так и железистости фемических составляющих. Температура исходной магмы гранитоидов формации, определенная по титан-магнетитовому геотермометру Баддингтона и парагенезисам контактовых роговиков [407], составляла 850—900°С.

Общая железистость гранитоидов формации ($F_{\text{ср}}=83\%$) превышает железистость всех остальных докембрийских гранитоидных формаций Восточной Сибири ($F_{\text{ср}}=70\%$). В. Н. Верхало-Узкий особо подчеркивает, что гранитоиды формации рапакиви: 1) обладают минимальным коэффициентом окисления из всего многообразия гранитоидных пород; 2) наиболее близки по петрохимическим характеристикам к гранитоидам формации чарнокитов (сравнить табл. 20 и 24); 3) характеризуются исключительным постоянством содержаний петрогенных элементов в различных регионах.

Эти данные с учетом ассоциации гранитоидов рапакиви с массивами анортозитов, а гранитоидов формации чарнокитов с анортозитоподобными породами позволяют высказать предположение о генезисе рассматриваемых гранитоидов. Формирование гранитоидов формации рапакиви происходило в результате кристаллизации гранитоидного расплава [407], возникшего в зоне чарнокито- и эндербитообразования в результате его интрузии и диапиризма в вышележащие горизонты по зонам глубинных разломов. Подобные интрузия и диапиризм были возможны в результате снятия нагрузки в подобных зонах и привели к обогащению гранитного слоя гранитоидным материа-

* Радиологический возраст 1600—2000 млн. лет [64, 75].

ТАБЛИЦА 24

Оценки генеральных средних химического состава гранитоидов формации рапакиви*, %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	64,42—74,10	69,14—71,26	69,41—74,03	70,73—72,01	71,87—72,73	70,51—72,47	71,80—74,66
TiO ₂	0,32—0,70	0,32—0,48	0,33—0,65	0,29—0,39	0,28—0,36	0,26—0,38	0,21—0,32
Al ₂ O ₃	13,02—16,98	14,13—14,52	12,16—14,02	13,69—14,25	12,94—13,36	13,89—14,23	12,90—13,40
Fe ₂ O ₃	0,32—1,28	0,47—0,69	0,82—1,95	0,60—0,92	0,64—0,76	0,46—1,00	0,71—1,43
FeO	1,35—3,23	3,11—3,70	1,48—2,25	1,82—2,19	2,61—3,05	2,26—2,75	1,92—2,60
MnO	0,02—0,05	0,03—0,04	0,03—0,06	0,03—0,04	0,04—0,05	0,04—0,05	0,02—0,06
MgO	0,35—1,25	0,81—1,21	0,37—0,67	0,62—0,90	0,52—0,64	0,45—0,72	0,14—0,28
CaO	1,21—2,51	1,44—1,80	0,95—1,60	1,00—1,58	1,42—1,70	1,45—1,81	0,85—1,15
Na ₂ O	2,10—2,54	2,39—2,71	2,47—2,72	2,91—3,33	2,79—3,07	2,52—3,24	3,20—3,45
K ₂ O	5,05—6,51	4,73—5,18	4,95—5,71	5,05—5,48	4,60—4,86	4,71—5,16	5,02—5,58
<i>n</i>	6	36	13	31	109	22	17

* 1 — АКМ; 2 — ЕСО; 3 — БСО; 4,5 — АЩ (4 — Лангдорский, Верхне-Нечерский и Генчинский массивы, 5 — Каларский, Кеменский и Каларский массивы, Тьянхский массив и мелкие тела порфиробластических гранитов); 6 — ДССО. Составлена Г. М. Беляевым, В. Н. Верхало-Узким, Т. А. Павловой при $(\bar{x})_{0,5\%}$

лом и к наращиванию зоны анортозитобразования за счет пород зоны эндербитов и чарнокитов [363].

Формация гранит-лейкогранитовая. Гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации [68] завершали длительный и многостадийный процесс докембрийского ультраметаморфогенного гранитообразования на территории Восточной Сибири, проявившись в средне- и позднепротерозойское время.

Среднепротерозойская гранит-лейкогранитовая формация представлена гранитоидами чульманского комплекса в Южно-Алданской и Тукурингской зонах разломов ДССО, амутского* (ярогинского) комплекса Алдано-Тимптонского блока и Алдано-Унгринского водораздела АЩ [72]. Гранитоиды формации локализованы в пределах зон трещиноватости мощностью до 4 км и представлены существенно интрузивно-реоморфически гранитоидами (см. табл. 11 и 17).

Позднепротерозойская гранит-лейкогранитовая формация развита в пределах западной части Заангарья ЕСО (глушинский комплекс** [326]), локализуясь в зоне разломов протяженностью более 200 км.

Результаты петрохимических исследований (табл. 25) показали, что граниты формации в целом существенно отличаются

ТАБЛИЦА 25

Оценки генеральных средних химического состава гранитоидов гранит-лейкогранитовой формации среднепротерозойского возраста, % *

Компоненты	АЩ	ДССО	ЕСО
SiO ₂	73,09—74,00	68,78—69,22	75,19—76,45
TiO ₂	0,06—0,23	0,46—0,70	0,11—0,21
Al ₂ O ₃	13,68—14,32	15,03—16,23	12,35—13,00
Fe ₂ O ₃	0,64—1,14	0,82—1,64	0,46—0,54
FeO	0,72—1,53	2,34—3,47	1,15—1,48
MnO	0,11—0,23	0,01—0,04	0,01—0,02
MgO	0,09—0,38	1,07—2,45	0,38—0,52
CaO	1,17—1,18	2,19—3,88	0,64—0,92
Na ₂ O	3,07—3,51	3,44—4,32	2,09—2,56
K ₂ O	3,95—5,43	3,23—4,33	5,03—5,59
n	11	19	13

* Рассчитана и составлена Г. М. Беляевым и В. Н. Верхало-Узким при $(\bar{x})_{95\%}$.

от гранитов как гранодиорит-гранитовой, так и аляскитовой формаций (сравнить табл. 25 с табл. 22 и 23). В региональном плане переход от ДССО через районы АЩ к ЕСО сопровождается обогащением гранитов формации Si, K, но обеднением Al,

* Радиологический возраст 1700—1300 млн. лет [75].

** Радиологический возраст 850—800 млн. лет [326].

Fe²⁺, Ca и Na. Подобная же тенденция характеризует и переход от гранитов среднепротерозойской формации к позднепротерозойским.

Общие закономерности эволюции вещественного состава гранитоидов

Генетически однотипные гранитоиды. Данные о химическом составе гранитоидов рассматриваемых формаций характеризуются различной представительностью и в связи с разной степенью геологической изученности не могут быть строго сопоставлены между собой по генетическим типам (см. табл. 20—25). Однако и на их основании уже может быть сделано заключение об отсутствии значимых различий в химическом составе интрузивно-анатектических гранитоидов разных тектоно-магматических циклов (архейского и протерозойского), пространственно-совмещенных и локализованных в пределах центральной части АЩ (см. табл. 1 и 2; сравнить табл. 22, № 1 с табл. 23, № 2), а также одновозрастных ранне-среднепротерозойских интрузивно-анатектических гранитоидов, пространственно разобщенных и локализованных в пределах Центральноалданского района АЩ и ДССО (сравнить табл. 23, № 1 и 2)*. Эти данные находятся в соответствии с отнесением этих ранне-среднепротерозойских гранитоидов к единому (тимптоностановому) тектоно-магматическому циклу [369, 371, 386], а также с представлением об унаследованности продуктами гранитоидного магматизма состава единого очага палингенно-метасоматического гранитообразования [363].

В то же время по составу позднеархейские и раннепротерозойские однотипные гранитоиды Витимо-Олекминского блока АЩ значительно различаются как между собой (см. табл. 21, № 3 и 7, 8), так и с подобными гранитоидами центральной части АЩ (ср. в табл. 21, № 3, 7, 8 с № 4) и ДССО (ср. в табл. 21, № 3, 7, 8 с № 9, 10). Эндербиты и чарнокиты архейских формаций западной части АЩ также значительно отличаются по вещественному составу от плагиогранитов — кварцевых диоритов архейской формации центральной и восточной частей щита (см. табл. 20). Эти данные не противоречат выводу о развитии в пределах Витимо-Олекминского блока и западной части ДССО самостоятельного позднеархейского-раннепротерозойского тектоно-магматического цикла — олекминского [369, 371], с инверсионно-складчатым этапом которого, по-видимому, связано формирование, по крайней мере, части из рассматриваемых протерозойских гранитоидов.

* Из рассмотрения исключены результаты анализа позднестановых гранитоидов центральной части ДССО, так как многие из гранитоидов, относимых ранее к этому комплексу, по данным работ Всесоюзного аэрогеологического треста являются мезозойскими.

Сопоставление оценок генеральных средних химических составов формаций гранитоидов АЩ и АКМ, а также таковых,

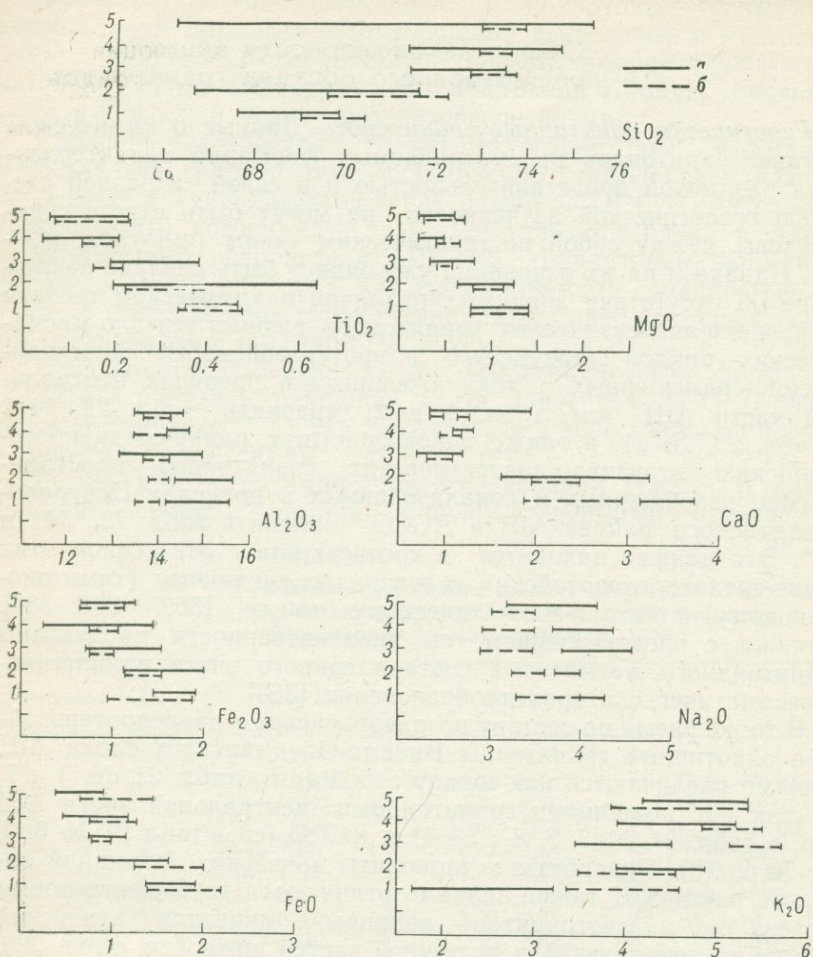


Рис. 50. Оценка генеральных средних химических составов [при $(\bar{x})_{95\%}$] гранитоидов Алданского щита.

a — отвечающих условиям гаплогранитной системы; *b* — всей совокупности выборок согласно табл. 20—25.

Формации: 1 — эндибитов и чарнокитов; 2 — мигматит-гранитов; 3 — аляскитовых гранитов; 4 — гранит-гранодиоритовые; 5 — гранит-лейкогранитовые. Составлена Г. М. Беляевым, В. Н. Верхало-Узким, Т. А. Павловой. По абсциссе — содержание химических компонентов, % (по массе).

но отвечающих условиям гаплогранитной системы (рис. 50 и 51), позволило Г. М. Беляеву и В. Н. Верхало-Узкому наметить петрохимические критерии формационного разделения рассмотренных докембрийских гранитоидов:

а) гранитоиды формации эндербитов значительно отличаются от гранитоидов других формаций по содержанию Са;

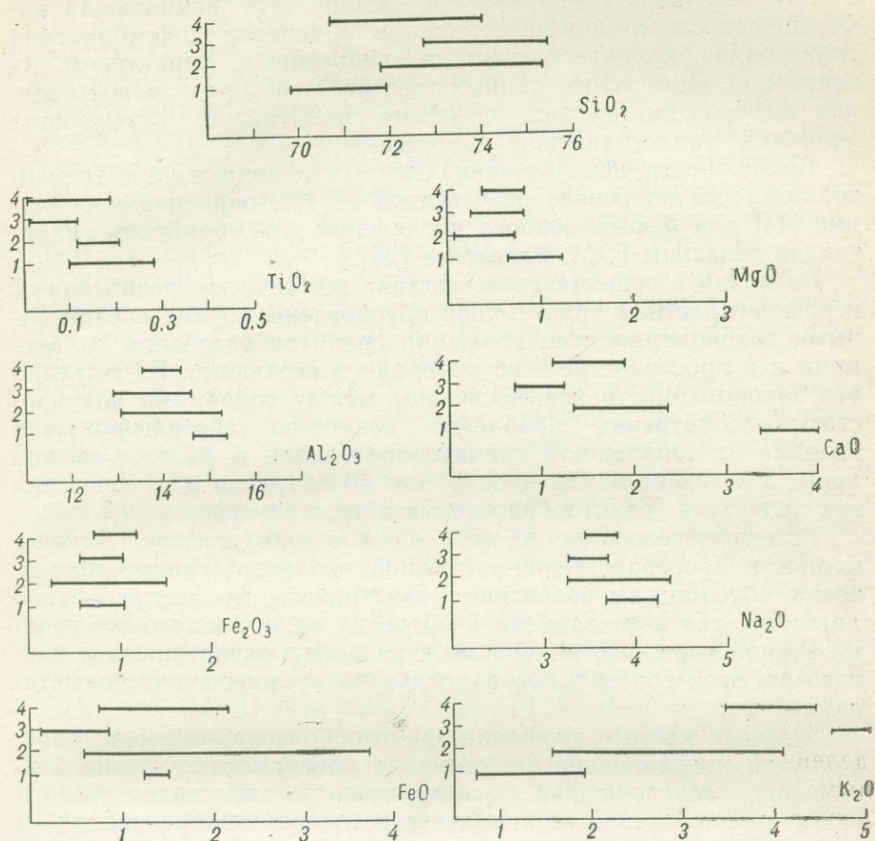


Рис. 51. Оценка генеральных средних химических составов [при $(\bar{x})_{95\%}$] гранитоидов Анабарского щита, отвечающих условиям гаплогранитовой системы. 1 — формация эндербитов и чарнокитов; 2 — мигматит-гранитов; 3 — аляскитовых гранитов; 4 — гранит-гранодиоритовая. Составлена Г. М. Беляевым, В. Н. Верхало-Узким, Т. А. Павловой (см. рис. 50).

б) граниты формации чарнокитов отличаются от гранитов других формаций также по содержанию Са;

в) гранитоиды формации мигматит-гранитов отличаются от гранитоидов других формаций по содержанию Са. Второстепенную роль в этом отношении играют К, Mg и в ряде случаев Na и Fe²⁺;

г) гранитоиды формаций аляскитовой, гранодиорит-гранитовой и рапакви не имеют типоморфных петрохимических компонентов;

д) гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации отличаются от гранитоидов других формаций по содержанию Si, Ti и Ca.

Эти исследователи пришли к выводу, что наибольшая информативность в межформационном сравнении докембрийских гранитоидов, характеризующихся полигенным характером, на основании химических данных достигается путем сопоставления выборок химических анализов гранитоидов, отвечающих условиям гаплогранитной системы.

Возможности использования данных о содержании элементов-примесей на основе результатов их многократной корреляции [44] для формационного разделения докембрийских гранитоидов показаны Г. М. Беляевым [25].

Различия в вещественном составе генетически разнотипных и разновозрастных гранитоидов обусловлены вполне определенными закономерностями эволюции гранитообразования во времени и в пространстве — по латерали и вертикали. Естественно эти закономерности взаимосвязаны между собой, но для простоты рассмотрения проблемы возможно абстрагироваться вначале от зональности гранитообразования в разрезе земной коры, а затем от изменчивости его по латерали и от совмещения продуктов гранитообразования в пространстве.

Гранитообразование во времени и в пространстве. Закономерности пространственно-временной эволюции гранитообразования обусловлены развитием разнотипных процессов как по латерали, так и во времени в пределах одного и того же уровня земной коры, что приводило к развитию разнотипных и разновозрастных гранитоидов и продуктов кремнещелочного метасоматизма.

Ведущее место в эволюции гранитообразования имела определенная направленность в развитии ультраметаморфизма возматизма, обусловившая закономерности пространственного развития палингенно-метасоматического гранитообразования и связанного с ним гранитоидного магматизма, реоморфизма и кремнещелочного метасоматизма.

Эти закономерности выражены в том, что в пределах одной и той же складчатой области и в разновозрастных сериях пород в центральной части такой области, находившейся в условиях главных стадий складчатости, развиты процессы палингенно-метасоматического гранитообразования и реоморфизма, а в краевой части ее, испытывавшей последовательно фазы начала и завершения консолидации складчатых структур, развиты метасоматическая гранитизация и кремнещелочной метасоматизм в условиях общего сжатия (контролируются зонами милонитовых швов) и (или) интрузивно-магматическая и интрузивно-реоморфическая деятельность в условиях общего растяжения пород (контролируется разломами трещинного типа).

Так, продукты палингенно-метасоматического гранитообра-

зования в краевой части Алданского щита и в Джугджуро-Становой складчатой области, с одной стороны, и метасоматического гранитообразования, интрузивно-анатектической деятельности и кремнещелочного метасоматизма — в центральной части щита, с другой — имеют одинаковый радиологический возраст (1800 ± 100 млн. лет) и развиты в пределах разновозрастных пород тимптонской и желтулинской серий (см. табл. 1, 2, 11). При этом гранитообразование ультраметаморфизма воздымания (палингенно-метасоматическое) в пределах пород гранулитовой фации метаморфизма неизменно приводило к понижению фации метаморфизма пород до амфиболитовой, что, в частности, имело место в пределах иенгрского комплекса Центральноалданского района АШ (см. табл. 1 и 11).

Интересные данные о связи гранитизации в межгеосинклинальных поднятиях с движениями в геосинклинальных прогибах приведены в работе Г. В. Ициксон [139] на примере районов хребтов Буреинского и Малого Хингана.

При подъеме верхнего уровня палингенно-метасоматической гранитизации до уровня развития регионально метаморфизованных пород в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма имело место развитие прогрессивного метаморфизма с повышением его степени до амфиболитовой фации и с образованием определенной метаморфической зональности. Очевидно, подобным явлением объясняются «купольные структуры» и локальные повышения степени метаморфизма в восточной части хр. Джагды-Тукурингра [506], а также явления метаморфизма пород удоканской серии в контакте с интрузивно-реоморфическими гранитоидами Кодаро-Удоканской зоны ДССО (см. табл. 17 [80, 81, 235]).

Зоны диафтореза, контролировавшие процессы кремнещелочного метасоматизма, при развитии по породам высоких ступеней метаморфизма приводили к понижению степени метаморфизма пород вплоть до зеленосланцевой. Примером такого явления служат диафториты, распространенные среди пород усть-гилюйского комплекса хр. Джагды-Тукурингра (см. рис. 36—38; [376, 379]).

При развитии диафтореза по осадочным породам и породам фации зеленых сланцев происходило некоторое повышение степени их метаморфизма. Например, в восточной части хр. Джугджур осадочные породы синийского (позднепротерозойского), силурийского и девонского возраста, а в пределах хр. Джагды-Тукурингра верхнеюрские-нижнемеловые терригенно-осадочные отложения в зонах диафтореза испытывали повышение степени метаморфизма до кварц-альбит-альмандиновой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма стадии воздымания [358, 376].

Развитие зон диафтореза по породам зеленосланцевой фации метаморфизма могло вовсе и не приводить к изменению

степени метаморфизма этих пород, что имело место, например, в пределах позднепротерозойских (синийских) осадочных образований хребтов Джугджур и Джагды-Тукуруингра (см. рис. 36—38, 48, 49). В этом случае практически единственная возможность установления подобных зон заключается в выявлении в их пределах продуктов кремнещелочного метасоматизма.

К совершенно иному, но не менее сложному для реконструкции характера и последовательности процессов приводили явления наложения разновозрастных и разнотипных продуктов гранитообразования в пределах единого уровня земной коры. Подобные наложения связаны со сменой тектонического режима в ходе эволюции одной и той же геосинклинально-складчатой области или докембрийской (про- и прото-)области, которая обусловила в пределах южной части Дальнего Востока смену типа и интенсивности проявления гранитизации. Это нашло выражение, в частности, в неоднократном наложении процессов гранитизации разного типа на продукты палинггенно-анатектического гранитообразования. Так, наложение продуктов гранитообразования ультраметаморфизма воздымания на продукты существенно палинггенно-анатектического гранитообразования могло происходить как до полной консолидации последних, так и после ее, будучи значительно оторвано во времени от развития процессов ультраметаморфизма погружения, но в обоих случаях в связи с развитием единого тектоно-магматического цикла. Разрыв во времени между кульминационными этапами ультраметаморфогенного гранитообразования стадий погружения и воздымания, проявленных в пределах пород соответственно федоровской серии и тимптоно-джелтулинского комплекса центральной части АШ, а также в пределах тимптоно-джелтулинского комплекса периферической (северо-восточной) части щита и ДССО достигал 300—400 млн. лет (см. табл. 1 и 2). По-видимому, чем моложе геосинклинально-складчатая область, тем меньше этот интервал [371, 393]. Так, для альпийских геосинклинально-складчатых областей этот интервал меньше 40 млн. лет [393].

Повторное наложение процессов существенно палинггенно-анатектического гранитообразования на продукты ультраметаморфогенного гранитообразования связано с проявлением этапа ультраметаморфизма погружения нового тектоно-магматического цикла в связи с развитием геосинклинально-складчатой или докембрийской складчатой области. Подобное явление предполагается и для гранитообразования в пределах федоровской серии центральной части АШ [363, 383]. Возможно, подобные явления характерны и для гранитообразования в пределах верхнеалданской и курультинской серий АШ [369 371].

Наложение продуктов метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма, контролируемых зонами разломов, на продукты ультраметаморфогенного гранитообразова-

ния в ряде случаев фиксировало своим проявлением регрессивную стадию процесса в пределах единого тектоно-магматического цикла, включавшего в себя и указанное ультраметаморфогенное гранитообразование. Примерами является развитие кварц-полевошпатовых метасоматитов в зонах милонитизации, развитых в пределах тимптоно-джелтулинского комплекса центральной части АЩ (Тыркандинский разлом, зоны милонитизации и фельдшпатизации в пределах суннагинской свиты и т. д.), а также в пределах станового комплекса ДССО (развитие гранитоидов части древнестанового и марагайского комплексов и т. п.). В других случаях такое наложение было обусловлено развитием прогрессивной стадии метасоматической гранитизации в связи с новым тектоно-магматическим циклом молодой складчатой области. Примерами являются метасоматиты в зонах милонитизации в пределах федоровской серии АЩ, в пределах фундамента БКМ возможно, часть метасоматических гранитов, развитых в ДССО, и т. д.

Наконец, подобные наложения связаны и с развитием зон активизации, примерами которых являлись процессы кремнещелочного метасоматизма в зонах глубинных разломов в пределах хр. Джагды-Тукурингра (см. рис. 36—38), хр. Джугджура (см. рис. 48, 49) и хр. Становика.

Вертикальная зональность гранитообразования. В развитии гранитообразования намечается определенная зональность, выражающаяся в закономерном изменении с глубиной состава его продуктов, формирование которых проходило одновременно по всему разрезу земной коры (табл. 26 [361, 365, 369]).

Для процессов палингенно-метасоматического и метасоматического гранитообразования эта зональность вызвана дифференциальной подвижностью петрогенных элементов при вполне подвижном поведении воды и других летучих компонентов, а также повышенным потенциалом кремнезема и щелочей в растворах при различной активности К и Na в зависимости от глубинности процесса и состава гранитизируемых пород.

При этом каждой древней складчатой области Восточной Сибири и южной части Дальнего Востока присущ свой определенный уровень глубинности условий амфиболитовой фации, на котором палингенно-метасоматическое гранитообразование протекало при весьма высокой активности щелочей в условиях щелочной среды и при возраставшей относительной активности К по мере понижения температуры и давления, т. е. по мере перехода в более высокие уровни земной коры. В этом случае возникали калиевополевошпатсодержащие, в том числе щелочные аляскитовые граниты и граносиениты — формация мигматит-гранитов (см. табл. 26 [68]). Подобный тип гранитообразования характерен для алданского и нимырского комплексов центральной части АЩ (см. табл. 1, 2, 11, 17) в допозднеархейское время (3000—2600 млн. лет [363, 369]).

ТАБЛИЦА 26

Подвижность породообразующих элементов при формировании зональности земной коры в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования в сиалических геосинклинально-складчатых областях *

Зона		Ряд геохимической подвижности + ← инертные → -		Элементы, определяющие состав зоны	
Метасоматического гранитообразования и кремнещелочного метасоматизма	Гранитизации	Кремниевого метасоматизма	Si	NaK (MgFe CaAl)	Si
		Кремне-калиевого метасоматизма (формация гумбентов)	Si Na	K (MgFe CaAl)	Si
		Кремне-натриевого метасоматизма и альбитизации (формация альбититов)	SiNa NrSi K	KAlCa (MgFe) AlCa (MgFe)	Si, Na Si, Na
		Кремне-кали-натриевого метасоматизма и метасоматической гранитизации (формация кварц-микрклиновых метасоматитов)	NaSi NaKSi KNaSi	AlCa (MgFe) AlCa (MgFe) AlCa (MgFe)	Si, Na, K Si, Na, K Si, Na, K
		Кремне-калиевого метасоматизма и метасоматической гранитизации (формация кварц-ортоклазовых метасоматитов)	KSINa KSINa	AlCa (MgFe) AlCa (MgFe)	Si, Na, K Si, K
Палингенно-метасоматического гранитообразования	Дегранитизации	Калиевых и натриево-калиевых гранитоидов (формация мигматит-гранитовая)	KSINa KSINa KSINa	AlCa (MgFe) AlCa (MgFe) AlCa (MgFe)	Si, Na, K Si, K Si, Na, K
		Калиевых чарнокитов (формация калиевых чарнокитов)	KNa NaK Al	AlCa (MgFe) AlCa (MgFe)	Si, Na, K Si, Na, K
		Натровых гранитоидов, эндербитов (формация эндербитов)	NaSiK NaSi KAl	AlCa (MgFe) Ca (MgFe)	Si, Na, K Si, Na
		Натровых гранитоидов с повышенной глиноземистостью, глиноземистых эндербитов (формация глиноземистых эндербитов)	NaSi Al NaSiAl Ca NaAlSi Ca	Ca (MgFe) K (MgFe) K (MgFe) K	Si, Na Si, Na, Al Si, Na, Al
Анортозитизации (остаточного и метасоматического типа)		NaAlCa Si AlCa Na CaAl	(MgFe) K Si (MgFe) K Na Si (MgFe) K	Na, Al, Ca Al, Ca Al, Ca	
Базификации (остаточного типа)		MgFeCaAl MgFeCa MgFe	SiNa K AlSiNa K CaAlSiNaK	MgFeCaAl MgFeCa MgFe	

* H₂O и CO₂ в процессе эндогенного литогенеза ведут себя вполне подвижно, Mn и Ti выносятся или ведут себя инертно в зоне остаточной базификации. В скобки заключены элементы, подвижность которых близка между собой или последовательность которых в ряду подвижности не установлена. Формационная принадлежность горных пород дана согласно работам [366, 369, 374].

По-видимому, он характерен также для древне- и позднестанового комплексов гранитоидов, развитых в пределах тимптонской и желтулинской серий восточной периферической части АЩ, а также восточной и центральной частей ДССО (2100—1700 млн. лет; табл. 17 [75, 371]). В западной части АЩ и ДССО подобный режим, очевидно, был характерен для формирования гранитоидов куандинского и кодарского комплексов (1900—1700 млн. лет; табл. 17 [75, 80, 235]). На несколько большей глубине и при больших температурах, отвечавших условиям пироксен-роговообманковой субфации гранулитовой фации, происходило формирование чарнокитовых гранитоидов — формация чарнокитов (см. табл. 26 [366, 375]). Подобный тип гранитообразования близок к формированию по крайней мере части гранитоидов нимгерканского комплекса центральной части АЩ в пределах федоровской серии (3400—2900 млн. лет; см. табл. 1, 2, 11 [26, 286]).

Еще больший рост температуры и давления с увеличением глубинности приводил к повышению относительной активности Na, по-видимому, в результате образования в этих условиях гранулитовой фации хорошо растворимых калийсодержащих комплексных соединений. При этом среда изменялась до очень слабощелочной. В рассматриваемых условиях возникали плагиограниты и кварцевые диориты формации эндербитов (см. табл. 26 [366, 375]). Подобные условия, по-видимому, могли иметь место при формировании палингенно-метасоматических гранитоидов мигматит-плагиогранитовой (эндербитовой) формации БКМ, а также, возможно, и при образовании наиболее глубоких и высокотемпературных фаций древнестановых гранитоидов, возникновение которых (особенно древнестановых гранитоидов) характеризуется уже несколько повышенным потенциалом в растворах и в расплаве Al.

На еще больших глубинах палингенно-метасоматическое гранитообразование протекало при повышенном потенциале в растворах и в расплаве Al, Si, Na и весьма высокой активности двух последних (при общем выносе K), по-видимому, в очень слабощелочной или близкой к нейтральной среде. В этом случае образовывались плагиограниты и кварцевые диориты формации эндербитов с повышенным содержанием глинозема (см. табл. 26). Подобные условия существовали на уровне развития палингенно-метасоматического образования плагиогранитов и кварцевых диоритов в пределах усть-гилуйского комплекса хр. Джагды-Тукурингра (см. рис. 36—38).

Эволюция растворов в процессе метасоматической гранитизации выше уровня развития мигматит-гранитовой формации с понижением температуры и давления характеризовалась относительным постоянством активности щелочей, но в условиях понижавшегося потенциала K и возраставшей относительной активности Na. Это, по-видимому, связано с постепенным, но

закономерным увеличением кислотности растворов. Увеличение кислотности растворов являлось результатом уменьшения температуры и давления и как следствие распада комплексных соединений, а также взаимодействия растворов стадии существенно калиевого метасоматизма с минералами более ранних парагенезисов. Подобная закономерность в изменении характера растворов отчетливо устанавливается на основании закономерности смены продуктов кремнещелочного метасоматизма и метасоматической гранитизации в пределах БКМ — раннепалеозойская гранитизация (?), АЩ — раннепротерозойская гранитизация, хр. Джэгды-Тукурингра — мезозойская гранитизация, ДССО — ранне-, позднепротерозойская, палеозойская и мезозойская гранитизация (см. табл. 26).

Для метаморфогенного и палингенно-анатектического гранитообразования с достаточно большой вероятностью можно предполагать наличие подобной же зональности, которая, по-видимому, также вызвана дифференциальной подвижностью и различной активностью K и Na в поровых растворах и в расплаве в зависимости от температуры, глубинности (давления) процесса и состава исходных пород. Подобная зональность определялась наличием в разрезе первично стратифицированных метаморфических пород наиболее кислых разновидностей гранитоидов и выражалась в смене на глубину пород мигматит-гранитовой формации породами чарнокитовой, затем мигматит-плагиогранитовой (эндербитовой) и затем глиноземистых плагиогранитов (глиноземистых эндербитов). При этом в ряде случаев, по-видимому, из разреза могла выпадать формация чарнокитов, и мигматит-гранитовая формация сменялась на глубину непосредственно мигматит-плагиогранитовой. Причина подобной закономерности, по-видимому, заключается в соотношении температуры и давления гранитообразования.

Так, формация чарнокитов, сменяющаяся на глубину формацией эндербитов и затем глиноземистых эндербитов, характерна для центральной части АЩ (верхнеалданская, федоровская, тимптонская и желтулинская серии), для Витимо-Олекминского блока АЩ (курультино-гонамский комплекс, или чарская толща), для чогарского блока ДССО (джанинская серия).

Формация плагиогранитов устанавливается для древнестанового комплекса ДССО, усть-гилюйского комплекса хр. Джэгды-Тукурингра, протерозойского комплекса БКМ. Однако, по данным Г. М. Друговой и М. Д. Крыловой, «послойные» гранитоиды усть-гилюйского комплекса, содержащие реликты гиперстена, следует относить к диафторированной формации эндербитов. Не исключена возможность, что по крайней мере часть наиболее глубоких и высокотемпературных фаций гранитоидов древнестанового комплекса, так же как и образования БКМ, представляют такие же глубоко диафторированные образования формации эндербитов и глиноземистых эндербитов.

Каждый новый геотектонический цикл в связи с развитием новой геосинклинально-складчатой или докембрийской складчатой (про- и протогеосинклинально-складчатой) области, или же, наконец, зоны активизации в пределах полициклического геосинклинально-складчатого пояса (какой являлась, например, ДССО) приводил к обогащению верхних горизонтов земной коры гранитоидным веществом. Подобное обогащение земной коры гранитоидным веществом обусловлено развитием процессов палингенно-метасоматического и метасоматического гранитообразования и генетически связанных с ними интрузий палингенно-анатектических и палингенно-метасоматических гранитоидных расплавов и диапиризма гранитизированных и реоморфизованных масс горных пород, а также и накоплением осадочных пород, более кислых по составу, чем отложения предшествовавших циклов осадконакопления (в том числе и геосинклинальных).

Таким образом, процессы гранитообразования, неоднократно проявившиеся в пределах одной и той же геосинклинально-складчатой области, вели к увеличению кислотности и щелочности пород верхних и средних частей земной коры в пределах таких полициклических геосинклинально-складчатых поясов. Эти же процессы в силу своей комплементарности приводили к обеднению глубинных горизонтов коры щелочами и кремнием в результате явлений дегранитизации и к развитию в еще более глубинных частях коры зоны остаточной замыкающей базификации, обуславливавшей наращивание базальтового слоя земной коры (см. табл. 27 [361, 365]). Главнейшими механизмами дегранитизации являлись отжимание расплавов и пластичных масс гранитоидного состава в верхние горизонты земной коры вдоль ослабленных зон, а также вынос таких гранитофильных элементов, как K, Na, Si и др. [369]. Главнейшим механизмом базификации являлось железо-магнезиальное метасоматическое замещение при подчиненной роли отжатия весьма незначительных масс расплавов и диапиризма пластичных пород андезитового состава в вышележащие горизонты.

Между зонами палингенно-метасоматического гранитообразования и остаточной замыкающей базификации можно предположить, исходя из развития в тесной ассоциации таких пород, как образования чарнокитовой, эндербитовой и анортозитовой формаций (джанинская, курультинская серии), а также на основании установленного дифференциального характера подвижности химических компонентов в рассмотренных процессах, существование переходной зоны анортозитизации. Существование этой промежуточной зоны, которую можно отождествить с переходным диоритовым слоем, возможно, находится в определенной зависимости и от состава первично-осадочных и вулканогенных пород раннепротерозойской (Тимптоно-Становой) или позднеархейской — раннепротерозойской, или же еще

более древней (в пределах чогарского блока; см. табл. 17) геосинклинально-складчатой области. Мощность этой зоны при определенных условиях может достигать значительных размеров, а в других случаях указанная зона может практически и отсутствовать.

Именно с формированием и эволюцией подобной зоны и наращивавшей ее зоны дегранитизации связаны в определенных тектонических условиях интрузии гранитоидов формации рапакиви и парагенетически с ними связанные интрузии и, по-видимому, чаще диапиры реоморфизованных масс анортзитовых пород.

Изложенные данные о закономерностях гранитообразования в пределах Восточной Сибири и Дальнего Востока свидетельствуют о целесообразности закрепления генетического элемента в принципы выделения формаций ультраметаморфогенных и метасоматических гранитоидов, так как формационная нагрузка докембрийских гранитоидных пород несет различную геолого-тектоническую информацию и характеризуется различной отдачей в области прогнозирования полезных ископаемых, определяющегося различной металлогенической специализацией в зависимости от генетических особенностей гранитоидов. Так, существенно палингенно-анатектические и метаморфогенные мигматит-гранитовая и эндербитовая формации совершенно не представляют интереса в качестве промежуточного аккумулятора рудного вещества. В то же время с палингенно-метасоматическими гранитоидами мигматит-гранитовой формации связаны процессы первичной мобилизации рудного вещества, которые осуществляются на последних стадиях формирования ее пород. То же касается и метасоматических гранитов и кремнещелочных метасоматитов, являющихся не только промежуточными аккумуляторами рудного вещества, но и непосредственными носителями многих промышленно-ценных элементов и минералов, а также и околорудными поисковыми признаками на эти компоненты [369, 382].

Разделение продуктов гранитообразования в пределах каждого тектоно-магматического цикла в пределах Восточной Сибири и Дальнего Востока на указанные генетические типы имеет важное значение не только для металлогенического анализа, но и для реконструкции истории геологического развития каждого конкретного региона и для познания закономерностей геологического строения, тектоники, магматизма и метаморфизма исследуемых территорий, отличающихся большой длительностью и многоэтапностью.

Общие
закономерности
корового
гранитообразования.

На основании изложенных ранее данных о закономерностях гранитообразования в докембрии Восточной Сибири и Дальнего Востока можно предложить обобщенную схему корового гранитообразования и его взаимосвязи с формированием гранитного и базальтового слоев литосферы, отраженную в табл. 27.

Взаимосвязь процессов гранитообразования между собой и с геологическими явлениями для упрощения их моделирования рассмотрена на фоне развития геосинклинально-складчатых зон. Возможная модель геосинклинально-складчатой зоны, следовательно, и особенности процессов гранитообразования обусловлены следующей совокупностью факторов, действующих как порознь, так и совместно: 1) мощностью гранитного слоя к началу заложения геосинклинального бассейна; 2) мощностью осадочного чехла; 3) интенсивностью тектонических процессов в ранние и начальные этапы развития геосинклинально-складчатой зоны, в том числе скоростью негативных колебательных движений; 4) общим средним составом пород геосинклинального бассейна; 5) величиной теплопотока и температурным режимом земной коры.

В зависимости от этих факторов направленность развития геосинклинально-складчатых зон будет различной, как различной и направленность магматизма, в частности гранитообразования. Для простоты моделирования гранитообразования рассмотрение его проводится на примере вторичного типа геосинклинально-складчатых зон (геосинклинали гранитного типа). Однако излагаемая схема в целом справедлива и для прото- и прогеосинклинальных структур (в номенклатуре [499]). При этом за основу периодизации геологических событий в докембрии взята предложенная автором совместно с Э. В. Собоновичем геохронологическая шкала [389], согласно которой в докембрийской истории Земли выделяются такие зоны, как азойский [(4600÷3700)±200 млн. лет], археозойский [(3700÷2100)±200 млн. лет] и протерозойский [2100±200—570±50 млн. лет]*.

* Подробнее см. часть четвертую и табл. 34.

ТАБЛИЦА 27

Зональность эндогенного литогенеза в процессе гранитообразования в сиалических геосинклинально-складчатых системах *

Слои	Зона	Генетические типы гранитообразования и кремнещелочного метасоматоза			Режим породообразования																																															
		Стадии погружения и предвыверсионной		Стадии воздымания	Температура, °C	Щелочность-кислотность растворов	Элементы, определяющие зональность																																													
		Pt+Fz	A+Az	A+Az+Pt+Fz			+	-																																												
Граничный	Гранитизация	Гранитообразование	Гранулитово-метаморфогенное	Цеолитовой (филлитовой) фации	Si-K-метасоматоз (адьюризация)	200 ± 20	Щелочные	K (Si)																																												
										Si-Na-метасоматоз (альбитизация)	300-350	»	Na (Si)																																							
														Si-K-Na-метасоматоз (микроклинизация)	400	Кислые	K, Na (Si)																																			
																		Эпидот-амфиболитовой фации	Si-K-метасоматоз (ортоклазизация)	500-550	Слабощелочные	K (Na, Si)																														
																							Амфиболитовой фации	Гранитообразование	600-650	Слабощелочные-нейтральные	K, Na (Si)																									
																												Чарнокитообразование	Чарнокитообразование	750-800	Слабокислые-нейтральные	K (Si)																				
																																	Эндербитообразование	Эндербитообразование	Слабощелочные-очень слабощелочные	Na (Ca, Al)																
																																					Глиноземистое эндербитообразование	Глиноземистое эндербитообразование	Нейтральные	Al (Ca)												
																																									Анортозитообразование	Анортозитообразование	Кислые	Ca, Al								
																																													Базитообразование	Базитообразование	900-1000	Mg, Fe, Ca (Al)				
																																																	Палингено-метасоматическое	Палингено-метасоматическое	Mg, Fe	Na, K, Si
Чарнокитообразование	Чарнокитообразование																																																			
		Эндербитообразование	Эндербитообразование																																																	
				Глиноземистое эндербитообразование	Глиноземистое эндербитообразование																																															
						Анортозитообразование	Анортозитообразование																																													
								Базитообразование	Базитообразование																																											
										Палингено-метасоматическое	Палингено-метасоматическое																																									
												Палингено-метасоматическое	Палингено-метасоматическое																																							
														Гранулитово-метаморфогенное	Гранулитово-метаморфогенное																																					
																Чарнокитообразование	Чарнокитообразование																																			
																		Эндербитообразование	Эндербитообразование																																	
																				Глиноземистое эндербитообразование	Глиноземистое эндербитообразование																															
																						Анортозитообразование	Анортозитообразование																													
Базитообразование	Базитообразование																																																			
		Палингено-метасоматическое	Палингено-метасоматическое																																																	
				Палингено-метасоматическое	Палингено-метасоматическое																																															
						Гранулитово-метаморфогенное	Гранулитово-метаморфогенное																																													
								Чарнокитообразование	Чарнокитообразование																																											
										Эндербитообразование	Эндербитообразование																																									
												Глиноземистое эндербитообразование	Глиноземистое эндербитообразование																																							
														Анортозитообразование	Анортозитообразование																																					
																Базитообразование	Базитообразование																																			

* А — азой (([4600—3700]±200 млн. лет), Az — археозой (([3700—2100]±200 млн. лет), Pt — протерозой (2100±200 — 570±50 млн. лет), Fz — фанерозой (570±50—0 млн. лет).+увеличение, — уменьшение содержания элементов.

Гранитообразование стадии погружения*

Накопление многокилометровых толщ осадочных пород сопровождалось образованием покровов базальтовой или менее характерной базальтово-липаритовой формации, специфика и интенсивность формирования которых обусловлены интенсивностью разрывной тектоники, глубиной очага магмообразования, величиной температуры в его пределах и насыщенностью водой [489], а также величиной теплотока [48], различной для разнотипных геологических структур [6, 253, 425]. Результат этого различия выражается в дифференцированности температурного режима земной коры в разных типах структур [38, 425]. Возможные механизмы прогибания и образования геосинклинальных структур разобраны во многих работах [20, 21, 227, 255, 425 и др.]. При этом возможность вертикальных движений земной коры в зависимости от величины теплотока связана как с дифференциальным термическим изменением объема горных пород при нагревании и охлаждении в пределах земной коры [425], так и изменения объема пород в пределах верхней мантии [253, 458] или даже в пределах слоя Голицына [227].

По мере прогибания геосинклинального бассейна, сопровождавшегося осадконакоплением и в определенных условиях излиянием пород указанных вулканогенных формаций, происходило формирование региональной метаморфической зональности, зависимость которой от температуры и давления отображена на рис. 52, а зависимость увеличения температуры (в том числе температуры плавления) с глубиной от состава пород — на рис. 53, от типа геологических структур — на рис. 54 и от типа земной коры — на рис. 55. Динамика метаморфического преобразования пород и зоны плавления по глубине отражены для однослойной модели земной коры на рис. 56, а, для двухслойной — на рис. 56 б, а для трехслойной — на рис. 57. Рис. 57 отражает также и динамику перемещения границ метаморфических фаций. В обобщенном виде зависимость состава и мощностей метаморфических фаций от скорости «погружения» осадков и величины теплотока отображена на рис. 58.

При погружении и разогревании «эклогиты» превращаются в «габбро» и их мощность увеличивается. В варианте модели с $T_0 = 1200^\circ\text{C}$ предполагается, что в «базальтовом слое» на глубине 60 км протекали метаморфические реакции преобразова-

* Соответствует начальным и ранним этапам Ю. А. Билибина.

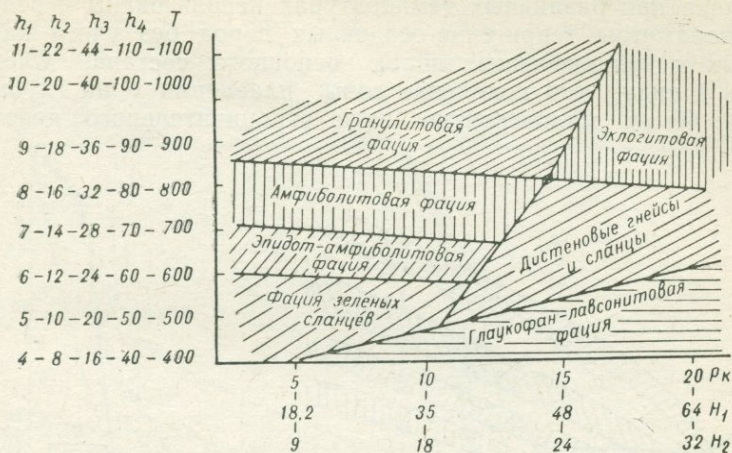


Рис. 52. Схема фаций регионального метаморфизма и глубина проявления температуры и давления в земной коре [425].

H_1 — глубина, соответствующая литостатическому давлению, км; H_2 — глубина проявления литостатического давления в орогенный период, км; T — температура, °C; h_1, h_2, h_3, h_4 — глубины, соответствующие указанной температуре при геотермической ступени 10 м/°C (геосинклинальные осадки, подвижные пояса), 20 м/°C (платформенные отложения, мезозойские складчатые системы), 40 м/°C — палеозойские складчатые системы; 100 м/°C — щиты, $P_k = P_{л}$ — давление в земной коре литостатическое, кбар.

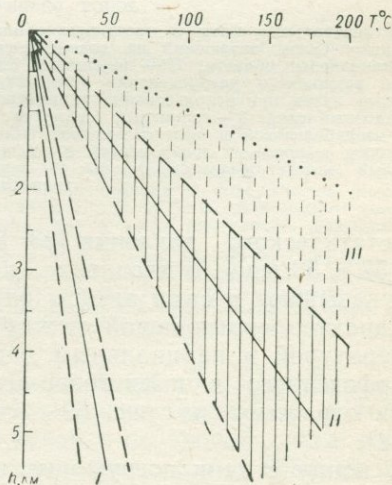


Рис. 53. Рост температуры с глубиной в осадочных и метаморфических породах [425].

I — докембрийские метаморфические породы (Балтийский, Канадский и другие щиты, Украинский кристаллический массив); *II* — осадочные отложения на платформах и плитах (Русская платформа, Западно-Сибирская плита); *III* — осадочные отложения в краевых прогибах (Предкавказский прогиб, Японские острова).

ния базальтов в эклогиты в соответствии с данными [353]. В качестве теплофизических характеристик пород и гранитного расплава при различных температурах использованы усредненные параметры терригенно-осадочных пород без учета карбонатных и вулканогенных пород основного состава. Следует иметь в виду, что появление зоны плавления V на глубинах свыше 40 км маловероятно из-за ограничительного действия

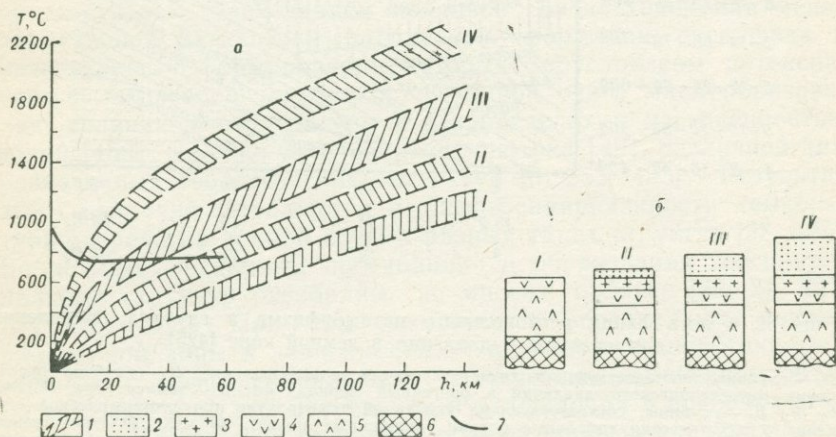


Рис. 54. Температурный режим земной коры в различных типах структур — (а) [425] и строение соответствующих типов структур, показанное в виде колонок развития (б).

I — континентальные щиты и океанические плиты; *II* — платформенные области с маломощным чехлом отложений на докембрийском или палеозойском основании; *III* — геосинклинальные области; *IV* — подвижные пояса в предгорную стадию развития. 1 — области возможного распределения температур в указанных структурах, найденные расчетным путем при использовании параметров, приведенных в таблицах работы [425]; 2 — осадочный слой; 3 — гранитный (гранитно-метаморфический) слой пород в пределах эпидиот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма; 4 — трахандезитовый слой пород в пределах гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма; 5 — базальтовый (эклогит-базальтовый) слой; 6 — верхняя мантия; 7 — температура плавления гранитов.

литостатического давления [23, 369], а для отображенной на рис. 57 и 58 модели плавление пород вообще не наступит, на что указывают и сами авторы работы [102].

Характер соотношений между литостатическим давлением, температурой и парциальным давлением воды в процессе метаморфогенного и палингенно-анатектического гранитообразования отражены на рис. 59 (соответственно, области полей 1 и 4).

К концу стадии погружения интенсивность излияния пород базальтовой и базальтово-липаритовой формаций, если таковое имело место, уменьшается, а затем излияния прерываются полностью в связи с переходом осадочно-вулканогенных пород в зоне амфиболитовой и особенно гранулитовой фаций в пла-

стическое состояние, а в аэозе и в археозе также и в результате развития в их пределах процессов палингенно-анатектического гранитообразования в условиях ультраметаморфизма погружения. Внедрение интрузий гипербазитового состава (середины ранних этапов, по Ю. А. Билибину) также прекращается,

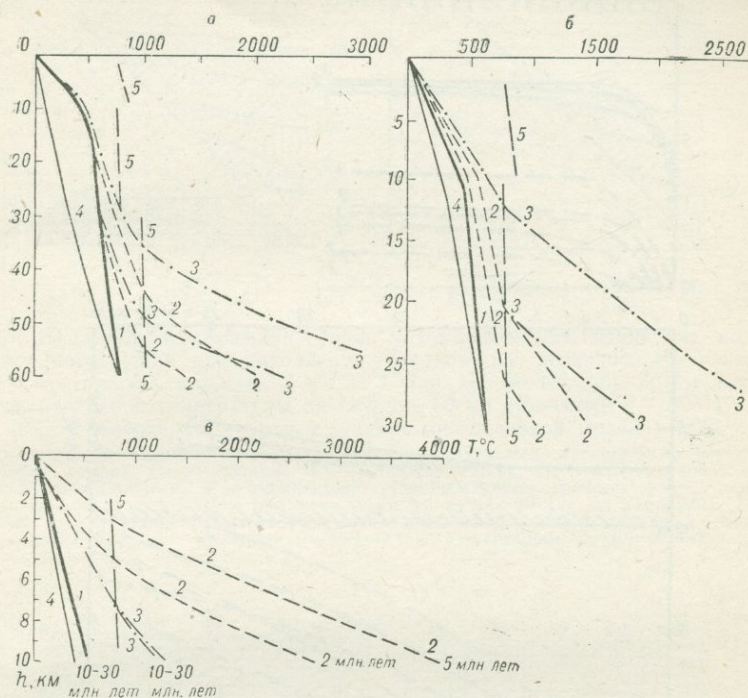


Рис. 55. Распределение температур по глубине [207].

а — для трехслойной модели коры (базальтовый, гранитный и осадочный слои); б — для случая начала плавления в «гранитном слое»; в — для случая начала плавления в «осадочном слое». Модель основана на предположении о кондуктивном механизме теплопереноса как в твердых, так и в жидких частях системы, равномерном характере распределения радиогенных источников тепла для каждого из «слоев», фиксированном теплотокоте на нижней границе слоя.

1 — начальное распределение температуры с учетом «внутренних» радиогенных источников; 2 — температура для теплотокота $0,054 \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$ (нижняя 10 млн. лет, верхняя — 30 млн. лет); 3 — температура для теплотокота $0,11 \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$ (нижняя 10 млн. лет, верхняя 30 млн. лет); 4 — начальное распределение температуры без учета радиогенных источников, согласно [423]; 5 — температура плавления пород.

сменяясь к концу этапа незначительными по масштабам и размерам интрузиями пород габбро-плагиигранитового и габбро-граносиенитового комплекса в связи с переходом очага локального магмообразования из базальтового слоя в область пород формирующегося геосинклинального бассейна или древнего подстиляющего его гранитного слоя [423, 425].

Специфика гранитообразования в рассматриваемую стадию обусловлена мобилизацией вещества первично-осадочных и

вулканогенных пород метаморфогенными растворами, генетически связанными с развитием регионального метаморфизма, а само гранитообразование носит название метаморфогенного.

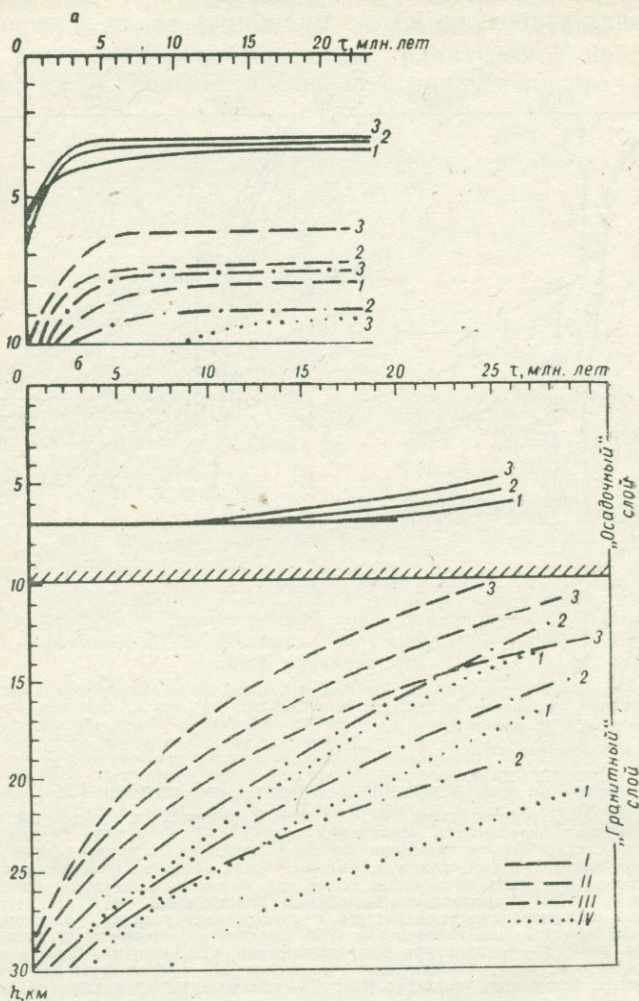


Рис. 56. Динамика метаморфического преобразования и зоны плавления при различных значениях теплопотока к нижней границе «осадочного слоя» (а) и «гранитного слоя» (б) [210].

Кривые I, II, III и IV отвечают соответственно 300, 600, 700°С и температуре плавления гранитов (последняя принята согласно данным работы [429]) и соответствуют теплопотокам: 1 — для 0,054, 2 — для 0,08, 3 — для 0,1 ккал/(м² · ч).

Динамика регионального метаморфизма в условиях наиболее характерной модели метаморфизма «простого погружения» рассмотрена ранее [102], результаты которой представлены на

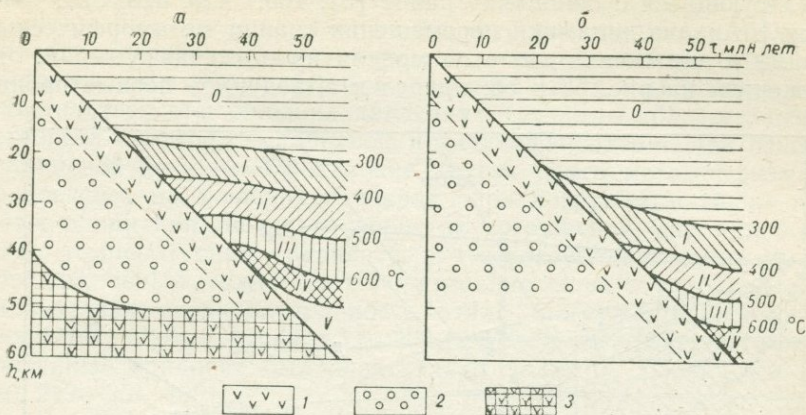


Рис. 57. Динамика перемещения границ метаморфических фаций для модели простого погружения при накоплении осадков на первично «базальтовой коре» с постоянной скоростью 1 км за 1 млн. лет до глубины 60 км для вариантов начальной температуры на глубине 60 км (а — 1200, б — 800°С) при 0°С у поверхности (верхней границе многослойной модели) [102].

0 — осадочные неметаморфизованные породы; I — начальный метаморфизм (мусковит-хлоритовая фация); II—V — фации: II — биотит-хлоритовая, III — альмандиновая; IV — ставролит-альмандиновая; V — мигматитовая (температурные границы фаций даны в соответствии со схемой [104] и при допущении их независимости от давлений). 1—3 — исходный разрез «эклотит-базальтового слоя» коры океанического типа: 1 — базальт ($h=0 \div 10$ км); 2 — «эклотит» ($h=10 \div 40$ км); 3 — «габбро» ($h=40 \div 60$ км).

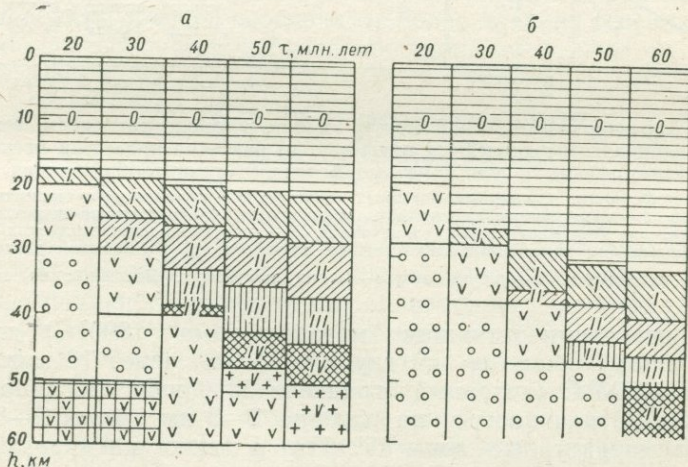


Рис. 58. Характерные типы разрезов «трехслойной» земной коры для различных моментов «погружения» осадков (для случая $T_0=1200^\circ\text{C}$ (а) и $T_0=800^\circ\text{C}$ (б) [102].

Условные обозначения и допущения см. на рис. 57.

рис. 57 и 58*. За исходные положения взяты представления, согласующиеся с данными работ [51, 105, 423, 425, 523, 568 и др.]. Анализ динамики перемещения границ метаморфических фаций и анатексиса для этой модели простого погружения, отраженной на рис. 57 и 58, привел к выводу, что первые прояв-

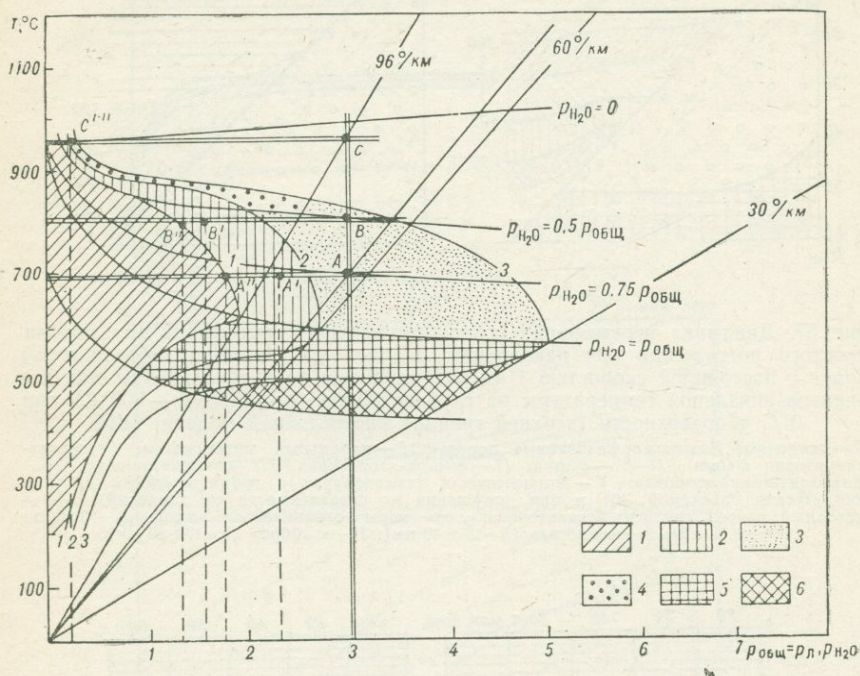


Рис. 59. Характер соотношений между литостатическим давлением, температурой и парциальным давлением воды в ходе развития процессов региональной метаморфизма и ультраметаморфогенного гранитообразования [23].

Области устойчивости: 1 — метаморфогенных гранитоидов; 2 — палингено-метасоматических гранитоидов; 3 — интрузивно-анатектических гранитоидов; 4 — палингено-анатектических гранитоидов; 5 — метасоматических гранитоидов; 6 — интрузивно-реоморфических гранитоидов. Кривые 1—3 показывают всевозможные вариации P_{H_2O} в процессе ультраметаморфизма. Двойные и штриховые линии — линии построения. Пояснение на стр. 270.

ления низкотемпературного метаморфизма (300°C) для T_0 800°C обнаруживаются на глубине 16 км через 16 млн. лет, а при T_0 1200°C (исходный градиент $30^\circ\text{C}/\text{км}$) метаморфизм при T 300°C начинается на глубине 7—8 км через 7—8 лет. Высокотемпературные зоны III, IV, а также мигматизация и анатексис (зона V) при T_0 1200°C достигаются на глубине порядка 40 км через 40—50 млн. лет. Но так как в природных ус-

* Следует иметь в виду, что некоторые исследователи вообще отрицают метаморфизм простого погружения, в котором отсутствует дополнительный тепловой поток, связанный с фильтрацией глубинного флюида к поверхности [261, 411].

ловиях подобные типы метаморфизма характеризуются давлениями, меньшими 10 кбар [105], то или скорости погружения должны быть меньше, или температурный градиент — больше. Низкотемпературный метаморфизм при принятых скоростях погружения и температурном градиенте ($31^\circ\text{C}/\text{км}$) должен осуществляться при больших давлениях ($p_{\text{д}} > 5 \div 7$ кбар) и соответствовать глаукофан-сланцевой и глаукофансодержащей зеленосланцевой фациям. Проявление других типов метаморфизма и анатексиса на меньших глубинах при погружении также возможно или при меньших скоростях погружения, или при большем температурном градиенте, что согласуется с данными работ [23, 369] и может быть реализовано лишь в условиях азоя и археозоя, когда длительность этапа погружения достигала нескольких сотен млн. лет (до 400 ± 200 млн. лет [371]), а температурный градиент был значительно большим ($> 96^\circ\text{C}/\text{км}$ [59, 60, 249—251, 495]).

Следовательно и гранитообразование метаморфизма и ультраметаморфизма погружения наиболее обычно для азойского и археозойского эонов развития Земли (до 2100 ± 200 млн. лет), где оно происходило на сравнительно малых глубинах, при больших температурных градиентах и характеризовалось длительностью проявления (сотни млн. лет). В отличие от него гранитообразование метаморфизма погружения в протерозойский и фанерозойский зоны развития Земли (после 2100 ± 200 млн. лет) в целом характеризовалось увеличением глубинности проявления, уменьшением длительности и температурного градиента по мере перехода от более древних геосинклинально-складчатых систем к более молодым.

§ 1. Метаморфогенное гранитообразование

Метаморфогенное гранитообразование происходило в результате аллометаморфического преобразования исходных вулканогенно-осадочных пород кварц-полевошпатового состава (аркозовые песчаники, метапелитовые образования, липариты, дациты и т. п.) при погружении толщ осадков на глубины. Это преобразование осуществлялось главным образом в результате диффузионного перераспределения петрогенных компонентов в пределах мобилизованных комплексов через посредство поровых растворов и приводило к гомогенизации пород пласта (горизонта) как в химическом, так и количественно-минеральном отношении при отсутствии явлений плавления.

Химический состав формировавшихся метаморфогенных гранитоидов определялся исходным составом перерабатываемых пород и в какой-то степени на высоких ступенях метаморфизма составом захороненных в морских осадках растворов, обогащенных

натрием и хлором. Минеральный парагенезис формировавшихся гранитоидов определялся как исходным составом пород, так и степенью метаморфизма в условиях вполне подвижного поведения воды и углекислоты при инертном поведении других петрогенных химических компонентов, кроме натрия, в меньшей степени калия и кремния, в целом при закономерном убывании p_{H_2O} и возрастании p_{CO_2} от низкотемпературных фаций к высокотемпературным, где p_{H_2O} опускалось до $(0,2 \div 0,3) p_{общ}$ [103].

Текстурно-структурные особенности формировавшихся гранитоидов в условиях низкотемпературных фаций в значительной степени определялись таковыми исходных пород; формы тел, их размеры и строение унаследованы также от исходных пород, будучи в определенной степени изменены в процессе метаморфической дифференциации. Наиболее характерны пластообразные и линзообразные тела гранитоидов с полосчатой текстурой и скарлитами линзообразной и пластообразной формы, заключенными внутри этих тел гранитоидов и залегающими согласно с простираемием последних.

Эволюция химического состава метаморфогенных гранитоидов направлена в сторону их дегранитизации (вынос K, Si, а с глубины эпидот-амфиболитовой фации и Na) с приближением к составу плагиогранитов и кварцевых диоритов в бедной Са среде и лейкогранодиоритов и эндербитов в среде, богатой Са (см. табл. 27). Одновременно по мере увеличения степени метаморфизма происходило уменьшение содержания в породах также тория и урана [424, 426]. При этом с увеличением глубинности и температуры процесса в общем случае возрастала железистость фемических минералов, содержание анортитовой составляющей в плагиоклазе и альбитовой в калиевом полевоом шпате (см. табл. 28), а содержание воды в породе убывало.

Процесс метаморфогенного гранитообразования наиболее характерен для протерозойских и фанерозойских подвижных областей для стадии собственно геосинклинального их развития и проявления прогрессивного регионального метаморфизма, так как палингенно-анатектическое гранитообразование для этих областей в общем случае не характерно в силу низкого геотермического градиента (см. рис. 59). Но и на глубинах палингенно-анатектического гранитообразования в аэо и археозое происходило формирование метаморфогенных гранитоидов, однако здесь они в большинстве своем преобразованы как в результате развития процессов дегранитизации, так и последующих явлений палингенно-метасоматического и метасоматического гранитообразования.

В зоне начального эпигенеза, мощность которой варьирует от 1 до 5 км [187] происходило уменьшение пористости песчаников и глин с сокращением за счет этого по сравнению с зоной диагенеза влажности пород от 45—50 до 10—11% (по объему) [343]. В этой зоне под воздействием вод щелочного характера

происходило растворение неустойчивых в ее пределах минералов с образованием каолининовых, монтмориллонитовых и вермикулитоподобных фаз, а за счет стекла вулканогенных пород — анальцима и гейландита. В этих условиях происходило метасоматическое образование за счет растительных остатков Fe—Mg—Ca-карбонатов, волконскоита [2, 120], а также ряда месторождений редких и рассеянных элементов в терригенных толщах предгорных прогибов [187].

В зоне позднего эпигенеза, мощность которой варьирует от 1 до 1,5—5 км, также насыщенной поровыми щелочными растворами, имеющими температуру до 50° С, происходила структурная перестройка пород, сопровождаемая их сильным уплотнением, растворением и удалением из них большого количества материала (десятки процентов от общего объема [168]) и выносом H₂O и CO₂. Наряду с главными химическими компонентами (Si, Al, Ca, Na, K) в раствор переходили все элементы-примеси. В этих условиях происходило не только выщелачивание, но и интенсивное метасоматическое преобразование пород и образования метасоматических жил, контролируемые зонами тектонических нарушений и литологическим составом пород. Метасоматические новообразования представлены: Кв, Ге, Аб, Хл, диккитом, гидрослюдой, ломонтитом. В указанных условиях формировалась, по-видимому, и часть типичных альбитовых спилитов, имеющих переходы к аподиабазовым породам, состоящим из Аб, Хл, Ка, Кв, цеолитов.

Зона пород филлитовой фации, согласно [35, 484], или раннего метагенеза, сменяет зону позднего эпигенеза с глубины 3—10 км, мощность ее варьирует от 3 до 10—15 км. Минералообразующие процессы протекали в слабощелочной обстановке в условиях насыщения и высокого потенциала и вполне подвижного поведения воды и углекислоты, имевших температуру от 50—100 (верхняя граница зоны) до 250—350° С (нижняя граница) (см. табл. 29) в условиях давлений в пределах 0,5—5 кбар. Вариации давлений и глубины в зависимости от величины геотермического градиента и касательных напряжений приведены в табл. 30 и отражены на рис. 52. Содержание воды в породе составляло 7—10%. В этой зоне происходило преобразование первично-осадочных и вулканогенных пород с перераспределением вещества и возникновением следующего комплекса новообразований: Кв, Хл, Аб, Ка, Му (неупорядоченный), Ад, Пр, соссюрит и пумпеллиит.

Гранитообразование цеолитовой фации* метаморфизма, или трептоморфогенное гранитообразование цеолитовой фации происходило в условиях зон позднего эпигенеза и раннего метагенеза (филлитовой фации). Оно развивалось в результате метаморфогенного преобразования исходных

* Цеолитовая фация в объеме, принятом в работе [464].

аркозовых и полимиктовых песчаников, глинисто-известковистых сланцев, липарито-дацитовых пород и их туфов начиная с глубины 3—10 км, при мощности самой зоны

ТАБЛИЦА 28

Структурная схема взаимосвязи формаций метаморфогенно-метасоматических гранитоидных и кварц-полевошпатовых пород

Ф а ц и я		Ф о р м а ц и о н н о - г е н е т и ч				
		М е т а м о р ф о г е н н о - у л ь т р а м е т а м о р ф о г е н н ы х п о р о д				
Ф о р м а ц и я		Ф о р м а ц и о н н о - г е н е т и ч				
		М е т а м о р ф и з м а - у л ь т р а - м е т а м о р ф и з м а п о г р у ж е н и я	У л ь т р а м е т а м о р ф и з м а в а з д ы м а н и я	П о с т к о н с о л и д а ц и о н н ы х р е з а м о в	К о н т а к т о - у л ь т р а м е т а м о р ф о г е н н а я	
Зелено-сланцевая амфиболитовая	Трептоморфогенных гранитоидов	Зелено-сланцевая	0-0,5			
			КВ±Кпш 0-10			
Зелено-сланцевая амфиболитовая	Трептоморфогенных гранитоидов	Элидот-амфиболитовая	±Пл 0-7	±(Пл) 5-20		
Амфиболитовая	Мигматит-гранитов	Гранитов Плагио-гранитов Кварцевых диоритов Диоритов				
			±КВ ±Кпш 0,3-0,8	±Пл 19-40	±Пл 13-37	
Гранулитовая	Чарнокитов (кальцевых)	Кальцевых Натриевых	±КВ ±Кпш 0,3-0,6	±Пл 30-42	±Гпш 20-38	±Гпш 32-50
	Эндербитов	Эндербитов Глиноземистых эндербитов	±КВ ±Пл 32-40	±Гпш 30-42		
	Глиноземистых эндербитов	Эндербитов глиноземистых Анортозитов	±КВ ±Пл 37-50	±Гпш 15-54		

Примечания. Поля с горизонтальной штриховкой отражают области реализации (ховка). Поля с вертикальной штриховкой отражают области реализации пород как в равно

трептоморфогенного гранитообразования этой фации в зависимости от величины геотермического градиента от 3 до 10—15 км (табл. 27, 28). Трептоморфогенное гранитообразование цеолитовой фации протекало в области температур от 200±20 до 350—

ТАБЛИЦА 29
Температурные границы метаморфических фаций*, °С

Метод установления	Литературный источник	Фации			
		Филлитовая		Зеленосланцевая	
		от	до	от	до
По температуре критических реакций и геологическим данным	X. Рамберг [579]	—	—	—	—
	T. Барт [16]	—	—	100	250
	H. Г. Судовиков [448]	—	—	50	250
	Ф. Тернер, Дж. Ферхуген [455]	—	—	300	—
По данным геотермометрии и экспериментальных исследований	H. Л. Добрецов и другие [103]	100	350	350—400	500—550
	H. Л. Добрецов и другие [105]	150	300	300—400	500
	X. Винклер [51]	—	—	400—420	—
	Л. Л. Перчук [324]	—	—	—	—
	Л. Л. Перчук [325]	300	450	440	490
	[464]	300	400	400	500

* Согласно авторам работы [464] выделяются фации, соответствующие приведен +10 кбар), андалузит-мусковитовых сланцев, ($p_d=3+10$ кбар), силлиманит-биотитовых цов и другие [102, 104] для указанных фаций ввели понятия соответственно: мусковитовая, согласно (рис. 57 и 58). Однако в более поздней работе [105] ими выделены фации: вая, или мусковит-ставролитовых сланцев ($p_d=2+8$ кбар); амфиболитовая, или биотит- ($p_d=4+15$ кбар). Согласно Л. Л. Перчуку [324], выделены фации, соответствующие при витовая, кордиерит-силлиманитовая, гиперстен-силлиманитовая (гиперстен-кианитовая).

на рис. 56, а от скорости прогибания и начальной температуры на глубине 60 км — на рис. 57 (зона O). Характер соотношений между T , p_d и p_{H_2O} устанавливается на основе рис. 59 (область I). Новообразованный минеральный парагенезис представлен Кв, Аб и в верхней части зоны Кпш с упорядоченностью от 0 до 0,5 (адуляр), а также фемическими минералами, такими как Хл^{Mg}, Сер; в нижней части зоны появляются Эп и Акт с железистостью не выше 15%.

Зона пород зеленосланцевой фации сменяет зону позднего эпигенеза с глубины 3—10 км, мощность ее также варьирует от 3 до 10—15 км (рис. 52, 58). Минералообразующие процессы протекали в слабощелочной обстановке в условиях насыщения, высокого потенциала и вполне подвижного поведения воды и углекислоты при температуре от 350—400 (верхняя граница зоны) до 500—550°С (нижняя граница) (см. табл. 27, 29).

Содержание воды в породе составляет 5—10%. В этой зоне происходило преобразование первично-осадочных и вулканогенных пород с перераспределением вещества и образованием метасоматических тел и жил в зонах тектонических нарушений, при значительном выносе H₂O, CO₂ и привносе Na с возникновением следующего комплекса метасоматических новообразований: Аб,

метаморфизма

Эпидот-амфиболитовая		Амфиболитовая		Гранулитовая	
от	до	от	до	от	до
—	—	400	500	500	650
250	400	400	500	500	650
250	400	400	700	700	—
—	500	550	750	700	800
500	600—650	650	800	750—800	900—1000
520—525	620—670	620—670	750	750	900—1000
—	—	540—560	—	—	—
400	510	510	660	660	900
625	600	600	800	600	900
500	600	600	800—1000	800—1000	1000— 1200

ным, под названием: цеолитовая фация ($p_d=0,5 \div 5$ кбар), зеленых сланцев ($p_d=3 \div$ гнейсов ($p_d=3 \div 10$ кбар), двупироксеновых гнейсов ($p_d=4 \div 13$ кбар). Н. Л. Добре-хлоритовая, биотит-хлоритовая, алмандиновая, ставролит-алмандиновая и мигматито-цеолитовая ($p_d=0,5 \div 5$ кбар), зеленых сланцев ($p_d=2 \div 8$ кбар); эпидот-амфиболито-силлиманитовых гнейсов ($p_d=3 \div 12$ кбар); двупироксеновых гнейсов, или гранулитовая веденным под названием: хлоритовых сланцев, мусковит-хлоритоидная, ставролит-муско-

Хл, Эп, Сер, Сп, Му, в низах зоны появляется Би (кварц-альбит-эпидот-биотитовая субфация зеленосланцевой фации по [463]). В результате указанных региональных процессов метасоматически преобразовывались под воздействием метаморфогенных растворов базальты, липариты и другие породы с возникновением за их счет пропилитов, спилитов, альбитофигов, кератофигов, гельсингситов и т. д. В пропилитизированных совместно с базальтами гипербазитовых массивах проявилась синхронная пропилитизация, серпентинизация, а в околотрещинных зонах и зонах дробления внутри них развивались метасоматические новообразования хризотил-асбеста.

Гранитообразование зеленосланцевой фации, или трептоморфогенное гранитообразование зеленосланцевой фации, происходило на глубине начиная от 3—8 до 20—25 км, при мощности самой зоны от 3 до 5—10 км в области температур от 350—400 до 500—550°С (см. табл. 29) и литостатического давления от 1—3 до 7—10 кбар (см. табл. 30), увеличивавшихся с глубиной, и с синхронным изменением среды минералообразования от кислотной до слабощелочной в условиях высокого потенциала воды и ее содержания в породе до 5—10% (по массе) (см. рис. 59, табл. 27). Зависимость глубины проявления рассматриваемого

ТАБЛИЦА 30

Возможные колебания общего давления на разных глубинах * [464]

Глубина, км	Р _{общ.} , кбар	Вариации давления, кбар			Температура, °С			
		гранитный слой	базальтовый слой	перидотитовый слой	предполагаемая к настоящему времени	30°/км	60°/км	96°/км
0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	1,3	±7,9	±10,7	±10,7	200	150	300	480
10	2,7	±9,4	±12,2	±12,2	350	300	600	960
20	5,5	±9,8	±13,5	±13,5	550	600	1200	1920
30	8,4		±14,1	±14,1	700	900	1800	2880
40	11,5		±13,5	±13,5	850	1200	2400	
50	15,6			±13,2	980	1500		
60	18,0			±12,7	1100	1800		
100	31,0			±8,4	1500	2100		
200	65,0			±0	1950			

* Значения колебания давлений на одной и той же глубине вследствие тектонических перегрузок рассчитаны, исходя из прочностных свойств пород без учета фактора времени и для безводных условий, в то время как в присутствии воды уже при 850° С и 15 кбар дунит, анортзит и кварцит имеют нулевую прочность.

гранитообразования от величины геотермической ступени отражена на рис. 53, времени и глубинности формирования трептоморфогенных гранитоидов от величины теплопотока — на рис. 55, 56, времени формирования, глубины и мощности зоны гранитообразования от начальной температуры на глубине 60 км — на рис. 57 и 58 (зона I). Новообразованный минеральный парагенезис представлен кварцем, альбит-олигоклазом, содержание анортитовой составляющей которого повышалось с глубиной до 10%, калиевым полевым шпатом, степень упорядоченности которого возрастала примерно от 0,5 до 0,8, а содержание альбитовой составляющей — от 5 до 15% по мере увеличения температуры и давления (см. табл. 28). Темноцветные минералы представлены: Му, Mg-Fe и FeXл, Xл^{Fe-Mg} и Xл^{Mg}, Эп, Акт, а в низах зоны — магнезиальным Би.

В процессе метасоматических преобразований, сопровождавших поздний эпигенез, метатенез и метаморфизм фации зеленых сланцев, происходило перераспределение рудных компонентов. Оно приводило к мобилизации их и к выделению рудного вещества в виде жил и вкрапленности, как правило, в более высоких структурных этажах относительно участков выщелачивания этих элементов растворами, т. е. в термодинамически иных условиях. Примерами такого рудообразования могут являться сульфидные месторождения черных сланцев [556, 557, 588], колчеданные месторождения Урала [132], осадочно-метаморфогенные месторождения урана [154] и другие так называемые «метаморфогенные»

месторождения [107], а также многочисленные околотрещинные серицито-кварцевые пиритсодержащие и альбит-хлорит-эпидотовые нередко сульфидсодержащие метасоматические жилы.

В контакте с интрузивными породами, внедрившимися в породы зон эпигенеза и метагенеза (цеолитовой фации), а также зеленосланцевой фации метаморфизма, развивались как продукты контактово-термального метаморфизма и экзоконтактового палингенно-анатектического гранитообразования, так и более высокотемпературный метасоматический минеральный парагенезис (Акт, Ро, Гр, Пим), в том числе формировались и скарново-магнетитовые месторождения. Связь метасоматического минералообразования, в том числе и рудного, с магматизмом ранних стадий имеет двойственный характер. С одной стороны, прогретые контакты являлись благоприятными структурами для движения метаморфогенных растворов из более глубоких зон метаморфизма. Эти растворы сбрасывали свою полезную нагрузку в более высоких структурных этажах и благодаря геотермическому градиенту, созданному интрузиями, и реакциям указанных растворов с поровыми «местными» растворами приводили к формированию более высокотемпературных минеральных парагенезисов, не свойственных для термодинамической обстановки рассматриваемых зон. С другой стороны, благодаря эффектам трансвапоризации [402] расплава в контакте с породами, насыщенными растворами, магматический расплав при его внедрении в породы рассматриваемых зон в результате кристаллизации выделял постмагматические растворы, обогащенные как элементами, свойственными самой магме, так и породам, через которые проходил расплав в процессе интрузии.

Метаморфогенное гранитообразование эпидот-амфиболитовой фации происходило в пределах земной коры в виде зоны мощностью от 3 до 5—10 км, развиваясь, как правило, с глубин от 5—8 до 20—30 км (см. табл. 27). Рассматриваемое гранитообразование характеризовалось температурами от 500—550 до 600—650°С (табл. 29) и литостатическим давлением от 2—3 до 6—10 кбар (табл. 30), которые увеличивались с глубиной в условиях синхронного изменения среды минералообразования от слабощелочной к нейтральной при $p_{H_2O} = 1 \div 2$ кбар и при уменьшении общего содержания в породах углекислоты и воды (последней до 3—5%) в связи с сокращением пористости и сменой минерального парагенезиса. Зависимость глубины проявления метаморфогенного гранитообразования эпидот-амфиболитовой фации от величины геотермической ступени отражена на рис. 52 и 59, времени и глубинности формирования продуктов рассматриваемого гранитообразования от величины теплоттока — на рис. 56, времени формирования, глубинности и мощности самой зоны от начальной температуры на глубине 60 км — на рис. 57 и 58 (зона II). Возможные вариации литостатического давления

отражены на рис. 52. Характер соотношений между $p_{\text{л}}$, T и $p_{\text{H}_2\text{O}}$ устанавливается на основе данных рис. 59 (область I).

Минеральный парагенезис представлен кварцем, олигоклазом, содержание анортитовой составляющей в котором повышается с глубиной от 10 до 20%, калиевым полевым шпатом, степень упорядоченности которого возрастает от 0,7—0,8 до 1, а содержание альбитовой составляющей — от 10 до 25% (см. табл. 28). Темноцветные минералы представлены: Му, Акт, Эп, Би, иногда встречаются Алм, Анд, Сил и Амф (ряда куммингтонит — грюнерит).

В связи с процессом метаморфогенного гранитообразования эпидот-амфиболитовой зоны происходило образование: а) за счет базальтов «высокотемпературных пропилитов» (по [45]) с актинолитом и амфиболом ряда куммингтонит — грюнерит; б) за счет гранитоидных пород — гельсингситов, а также множества оклотрещинных эпидот-амфиболовых метасоматических жил, содержащих вкрапленность сульфидов.

Метаморфогенное гранитообразование амфиболитовой фации развивалось глубже предыдущей зоны (см. табл. 27 и 28), имея мощность собственной зоны, как правило, не менее 4—5 км. Гранитообразование протекало в области от 600—650 до 750—800° С (см. табл. 27 и 28) и $p_{\text{л}} = 5 \div 7$ кбар, которое могло варьировать от 2 до 10 кбар и более в зависимости как от тектонических перегрузок, так и от геотермического градиента (см. табл. 30, рис. 52). Зависимость глубины метаморфогенного гранитообразования амфиболитовой фации от величины геотермического градиента отражена в табл. 30 и рис. 52; времени и глубинности формирования продуктов рассматриваемого гранитообразования от величины теплопотока — на рис. 56, а этих параметров и мощности зоны от начальной температуры на глубине 60 км — на рис. 57 и 58 (зона III).

Гранитообразование протекало в условиях общего изменения среды минералообразования с глубиной от нейтральной до слабнокислой (см. табл. 27), а также уменьшения общего содержания воды в породе до 1,5—3% (по массе) при достижении максимума ее парциального давления и некоторого повышения активности на уровне глубин наиболее высокотемпературных субфаций при $p_{\text{л}} = 5 \div 5,5$ кбар [23] с последующим снижением ее активности и парциального давления с глубиной [264]. Характер соотношений между T , $p_{\text{л}}$ и $p_{\text{H}_2\text{O}}$ устанавливается на основе данных рис. 59 (область I).

Минеральный парагенезис рассматриваемых гранитоидов представлен кварцем, олигоклаз-андезином, калиевым полевым шпатом с упорядоченностью, уменьшающейся с глубиной примерно до 0,8—0,3, и содержанием альбитовой составляющей, увеличивающейся от 25 до 35% (см. табл. 28). Основность плагиоклаза при этом повышается от № 20 до № 40. Темноцветные

минералы гранитоидов представлены: Би, Ро, Пим, иногда Алм, Корд, Сил.

В азойских и археозойских геосинклинальных областях, обладавших значительно большим геотермическим градиентом, превышавшим $96^\circ\text{C}/\text{км}$, в условиях амфиболитовой фации, по крайней мере в наиболее высокотемпературных ее условиях, и за счет исходных пород гранитового и граносиенитового состава метаморфогенное гранитообразование могло перерасти в палингенно-анатектическое уже на глубинах 8—15 км (см. рис. 56), а в определенных условиях даже и с глубин 2—5 км, что следует из данных рис. 55 и не противоречит ограничениям, накладываемым рис. 59. В подобных областях продукты метаморфогенного гранитообразования амфиболитовой фации будут представлены породами существенно плагиогранит-кварцдиоритового состава и лишь в какой-то степени гранит-гранодиоритами.

Метаморфогенное гранитообразование гранулитовой фации (табл. 27), сменявшее с глубиной предыдущую зону, развивалось в области температур от $750\text{—}800$ до $950\text{—}1000^\circ\text{C}$ (см. табл. 29) и $p_{\text{л}} = 7 \div 12$ кбар. Последнее может испытывать значительные вариации, опускаясь до 4—5 и поднимаясь до 13—15 кбар как в зависимости от величины геотермического градиента, так и в связи с возникновением определенных тектонических перегрузок (см. табл. 30, рис. 52). Зависимость глубин метаморфогенного гранитообразования гранулитовой фации и мощности ее зоны от величины геотермического градиента отражена на рис. 52, 58 и в табл. 30, времени и глубинности формирования продуктов рассматриваемого гранитообразования от величины теплопотока — на рис. 56, а взаимосвязь времени, глубинности гранитообразования и мощности ее зоны от величины начальной температуры у основания базальтового слоя на рис. 57 и 58 (зона IV). Метаморфогенное гранитообразование гранулитовой фации происходило в условиях: а) низкого $p_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5 \div 2$ кбар и общего содержания воды в породе от 1,5 до 0,5% и меньше; б) повышения p_{CO_2} ; в) изменения режима минералообразования от слабощелочного — нейтрального до слабокислотного по мере увеличения глубинности процессов (см. табл. 27). Характер соотношения между T , $p_{\text{л}}$ и $p_{\text{H}_2\text{O}}$ в условиях метаморфогенного гранитообразования гранулитовой фации устанавливается исходя из рис. 59 (область I).

Минеральный парагенезис рассматриваемых гранитоидов представлен кварцем, олигоклаз-андезином, средним ортоклазом, а из темноцветных минеральных компонентов развиты: Би, Ро, Пим, Гип, иногда Корд, Сил, пиральспитовый гранат. При этом с увеличением температуры и глубинности условий формирования пород исчезают гидроксилсодержащие минералы, уменьшается упорядоченность калиевого полевого шпата примерно до 0,6—0,3, а содержание альбитовой составляющей в нем возрастает от 25 до 35—40%, возрастает основность пла-

гиоклаза (от 30 до 50% анортитовой составляющей), а затем и их глиноземистость (см. табл. 28).

Метаморфогенное гранитообразование гранулитовой фации, по-видимому, являлось главнейшим видом гранитообразования фанерозойских и позднепротерозойских геосинклинально-складчатых областей на геосинклинальной стадии их развития и проявления регионального прогрессивного метаморфизма. Это связано с тем, что палингенно-анатектическое гранитообразование для этих областей в общем случае не характерно в силу низкого геотермического градиента, не способного создать достаточно высоких температур, необходимых для плавления на уровнях возможного его проявления из-за высокого литостатического и низкого парциального давления воды, что следует из рис. 59.

Однако в азойских и археозойских областях, обладавших геотермическим градиентом, большим нежели $96^{\circ}\text{C}/\text{км}$, мигматитовые гранитоиды гранулитовой фации, отвечающие по составу гранитам-гранодиоритам, по-видимому, в большинстве своем формировались в результате палингенно-анатектического гранитообразования амфиболитовой или гранулитовой фаций, а гранитоиды, отвечавшие гранодиоритам-плагиогранитам, — в условиях гранулитовой фации, но в условиях небольших глубин (от 5—6 до 8—15 км), как это следует из рис. 59, и не противоречит данным рис. 55 и 56. При переходе на большую глубину подобный палингенно-анатектический гранитоидный расплав в результате потери воды консолидировался, а парагенезис сформировавшихся таким образом гранитов-гранодиоритов-плагиогранитов, как и более основных гранитоидов (плагиогранитов-кварцевых диоритов), стали отвечать «сухим» условиям метаморфизма. В связи с этим мигматитовые послойно распределенные гранитоиды азоя и археозоя как амфиболитовой, так и гранулитовой фаций метаморфизма в большинстве своем, по-видимому, следует относить к палингенно-анатектическим, исключая гранитоиды диоритового и кварц-диоритового состава, которые могли быть метаморфогенного генезиса. Однако и они, в том числе и антипертитовые чарнокиты и эндербиты, могли возникать в результате дегранитизации пород гранитового-гранодиоритового состава, в той или иной степени прошедших стадию плавления.

§ 2. Палингенно-анатектическое гранитообразование

Палингенно-анатектическое гранитообразование ультраметаморфизма погружения развивалось в процессе и в результате переплавления горных пород (например, аркозовых и полимиктовых песчаников, метапелитов, парагнейсов, липаритов, андезитов, мигматитовых гранитоидов разного генезиса и др.) в условиях постоянства их вещественного состава и при наличии лишь

явлений внутреннего перераспределения вещества в пределах мобилизованных комплексов главным образом диффузионным путем. Результаты экспериментального моделирования процесса анатексиса подтверждают принципиальную возможность перерастания метаморфизма в ультраметаморфизм применительно к закрытым системам [51, 198, 330, 483, 614—616 и др.]. Динамика палингенно-анатектического гранитообразования при различной величине теплопотока и времени метаморфизма отражена на рисунках: а) для однослойной модели земной коры (для осадочного слоя) — на рис. 55, в и 56, а; б) для двуслойной модели земной коры (для осадочного и гранитного слоев) — на рис. 55, б и 56, б; в) для трехслойной модели (для осадочного, гранитного и базальтового слоев) — на рис. 55, а; 57, 58.

Состав палингенно-анатектических гранитоидов обусловлен составом исходных пород и максимальной температурой процесса плавления. В зависимости от исходного состава пород палингенно-анатектическое гранитообразование может начаться с формирования: а) расплава гранитового состава с переходом по мере повышения температуры к гранодиоритовому; б) расплава гранодиоритового состава с переходом по мере повышения температуры к гранитовому или плагиогранитовому. Таким образом, рассматриваемое гранитообразование в зависимости от состава пород и максимальной температуры приводило к формированию палингенно-анатектических гранитов, гранодиоритов, плагиогранитов и кварцевых диоритов.

По экспериментальным данным начало анатексиса пород, состоящих из кварца, плагиоклаза и какого-нибудь калиевого минерала Кпш, Би, Му, даже при значительных вариациях состава довольно постоянно и составляет $700 \pm 40^\circ \text{C}$ при $p_{\text{H}_2\text{O}}$ 2 кбар [51, 330]. Однако результаты подобных экспериментальных исследований закрытых систем не могут быть приложены безоговорочно к природным открытиям системы, в которых равновесие достигалось не только за счет изменения фазового состояния в ответ на изменение интенсивных факторов, но и за счет изменения валового состава в результате направленного изменения химических потенциалов воды, щелочей, летучих и некоторых инертных компонентов [568]. Так, показано, что температура плавления пород тем меньше, чем больше в их составе щелочей и летучих [550, 604, 605, 614—616 и др.] и чем больше давление [482], которое, правда, уже не сказывается при достижении температуры $550\text{—}650^\circ \text{C}$, что следует, в частности, из результатов экспериментальных исследований водных силикатных систем [146—147]. Для реальных систем эта закономерность существенно меняется, что отражено на рис. 59. При этом минимально возможная температура начала плавления пород гранитоидного состава при содержании H_2O около 3% и p 10 кбар, что отвечает глубине в 35 км, составляет 550°C , а при p 7 кбар — 700°C . Полное переплавление пород, отвечающих составу гранита, про-

исходит в интервале 640—750° С при избытке воды и p_{H_2O} 5 кбар [51]. При этом содержание 0,5% H_2O достаточно для того, чтобы в гранитах с 10% биотита при 640° С и давлении 4 кбар получить такое количество расплава, которое может иметь значение с геологической точки зрения [604].

Понижению температуры плавления графитов, помимо повышения потенциала H_2O , способствовало повышение потенциалов HF , P_2O_5 , SO_3 , в то время как повышение парциального давления CO_2 , HCl и NH_3 повышает ее [51, 617]. Так как природные поровые флюиды высокотемпературных метаморфических пород содержат в своем составе достаточно большое количество CO_2 и HCl [348], то начало анатексиса в реальных условиях принимается при более высоких значениях температур — 700—800° С [272, 430], которые достигались лишь на уровне гранулитовой фации [103, 264, 448], большинством исследователей рассматривающейся как уровень минералообразования в сухих условиях.

В то же время с глубиной помимо нарастания температуры одновременно повышалось литостатическое давление, способствовавшее повышению температуры плавления силикатов в сухих условиях и резкому возрастанию вязкости вещества [42]. Поэтому в сухих условиях при нормальном геотермическом градиенте (31° С/км) температура, необходимая для плавления гранита или близкой к нему по составу какой-либо другой породы, будет достигнута на глубине свыше 42 км ($p_L \geq 12$ кбар, $T > 1100^\circ C$), где породы такого состава, как правило, уже не встречаются. Температура плавления пород среднего и основного состава достигается на еще больших глубинах (50—70 км), но и здесь плавление не может иметь места по причине экспоненциального возрастания вязкости пород [42]. Следовательно, плавление пород в глубинных условиях оказывается возможным либо при снижении давления ниже критической величины, либо, если реальное давление меньше критического, при повышении геотермического градиента. Первый вариант реализуется в условиях мантии и, по мнению некоторых исследователей, является главным фактором образования магмы основного состава [288].

Кроме температуры важную роль в процессе палингенеза и анатексиса, как отмечалось выше, играет парциальное давление флюида, которое в общем случае меньше или равно литостатическому давлению. Главными составными частями, из которых складывается давление флюида, являются p_{H_2O} и p_{CO_2} , находящиеся в сложной функциональной зависимости от температуры и общего давления в системе. С увеличением этих параметров, т. е. с глубиной, p_{H_2O} уменьшается, а p_{CO_2} возрастает. Различна также роль CO_2 и H_2O в процессе анатексиса: повышение p_{H_2O} при произвольных и постоянных p_L и T заметно снижает температуру плавления силикатов, в то время как повышение p_{CO_2} повышает температуру плавления [51, 236, 237, 430 и др.].

Имеющиеся петрологические данные свидетельствуют о том,

что в магматических и метаморфических процессах вода и углекислота в общем случае ведут себя вполне подвижно. В то же время содержание воды в породах разных уровней различно, а именно оно выше в областях с относительно пониженными значениями давления и температуры. Принимая во внимание открытый характер метаморфических систем и длительность их развития, следовало бы ожидать, что p_{H_2O} для разных уровней метаморфизма примерно одинаково и невелико по абсолютной величине. Однако равномерность распределения p_{H_2O} нарушается неодинаковой проницаемостью пород на разных горизонтах земной коры.

Проницаемость пород, определяемая степенью их пористости и трещиноватости, заметно уменьшается с глубиной, в особенности при переходе предела текучести, располагающегося в условиях нормального p — T -градиента на глубинах более 15 км. Ниже этой глубины горные породы обладают заметной пластичностью, вследствие чего трещины заплывают почти мгновенно. В результате эффективная миграция воды в виде инфильтрационных потоков и струй сменяется более медленной диффузией отдельных молекул воды в поровом флюиде, что и приводит к появлению заметного по величине градиента парциального давления воды, усиленного неодинаковой компетентностью горных пород. Качественной оценкой режима p_{H_2O} при метаморфизме могут служить также данные метаморфической петрологии, согласно которым намечается некоторое увеличение активности воды с переходом от малоглубинной к среднеглубинной зоне с последующим снижением в абиссальных областях [264]. Понижение p_{H_2O} на больших глубинах находит выражение в ограниченной устойчивости водосодержащих минералов и, по-видимому, связано с возрастающей диссоциацией воды [264].

Существование значительной разницы между p_{H_2O} и p_L является одним из важных ограничений, препятствующих появлению палингенно-анатектических расплавов в процессе регионального метаморфизма, на что было обращено внимание в одной из работ Г. М. Беляева [23]. В силу существования этого различия анатексис и палингенез оказываются возможными только в очень узкой области, где температура близка к температуре плавления гранита в сухих условиях (при нормальном геотермическом градиенте порядка 31°C/км).

При строгом учете названных особенностей эволюции природных метаморфических систем перерастание метаморфизма в ультраметаморфизм в результате повышения температуры при погружении геосинклинальных осадков на большие глубины в условиях нормального геотермического градиента (31°C/км), характерного для фанерозоя, оказывается невозможным или реализуется в ограниченных масштабах. Главным ограничительным параметром плавления пород в этом случае является литостатическое давление [23]. Характер соотношений между глав-

ными факторами, контролирующими гранитообразование в ходе развития процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, графически отображен на рис. 59, на котором нанесены кривые предела текучести и плавления гранитов при различных соотношениях $p_{\text{общ}}$ и $p_{\text{H}_2\text{O}}$ и линии p — T -градиента. * Кривые 1, 2 и 3, отстроенные по данным экспериментов и петрологических обобщений, показывают вариации парциального давления воды в метаморфических и ультраметаморфических системах для различных геологоструктурных обстановок и ограничивают области устойчивости метаморфических пород и метаморфогенных, палингенно-метасоматических, палингенно-анатектических, метасоматических, интрузивно-реоморфических и интрузивно-анатектических гранитоидов.

Из рис. 59 следует, что появление значительных масс анатектического расплава возможно либо в случае резкого повышения парциального давления воды при постоянстве p — T -градиента, либо при неизменном $p_{\text{H}_2\text{O}}$ в результате возрастания геотермического градиента. Первому случаю на рис. 59 отвечает кривая 3, определяющая необходимые для начала плавления минимальные значения $p_{\text{H}_2\text{O}}$ при вариациях $p_{\text{л}}$ и T , происходящих согласно линии нормального геотермического градиента. Максимальное значение $p_{\text{H}_2\text{O}}$ для этого случая оказывается равным 5 кбар. Во втором случае условия, необходимые для начала плавления при значениях $p_{\text{H}_2\text{O}}$, наблюдаемых при региональном метаморфизме, будут созданы лишь при повышенном геотермическом градиенте (более $96^\circ\text{C}/\text{км}$), который мог иметь место лишь на ранней стадии эволюции Земли [59, 60, 250, 251—253, 495] — ранее 2100 ± 200 млн. лет, т. е. лишь в термических условиях азоя и археозоя.

Возможности применения предлагаемой диаграммы можно показать на следующем примере. Пусть задано некоторое сечение подвижной области, претерпевшей региональный метаморфизм в режиме $p_{\text{H}_2\text{O}}$, определяемом кривой 1, и в условиях pT , отвечающих точке А ($p_{\text{общ}}$ 3 кбар, 700°C) *. Для того чтобы при заданных условиях имело место плавление (или выплавление) гранитного вещества, необходимы определенные соотношения между общим и парциальным давлением воды, а именно: $p_{\text{H}_2\text{O}} \geq 0,75 p_{\text{общ}}$. При $p_{\text{общ}} = 3$ кбар (точка А) критическое значение $p_{\text{H}_2\text{O}} = 2,25$ кбар (точка А'), в то время как на данном сечении в 700°C реальное значение $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1,73$ кбар (А''). Следовательно, плавление не будет иметь места. Чтобы достигнуть плавления при постоянстве $p_{\text{общ}}$, необходимо повысить либо $p_{\text{H}_2\text{O}}$ до 2,25 кбар, либо температуру до 950°C (точка С), которая находится на пересечении линии 3 кбар с линией температурного градиента $95^\circ\text{C}/\text{км}$, что близко к условиям плавления в сухой системе. В этом последнем случае $p_{\text{H}_2\text{O}}$ реальное равно $p_{\text{H}_2\text{O}}$ кри-

* Предполагается, что $p_{\text{общ}} = p_{\text{л}}$.

тическому и составляет около $0,2 p_{\text{общ}}$, что соответствует точке C' . Для точки B (800°C и $p_{\text{общ}} 3$ кбар) $p_{\text{H}_2\text{O}}$ критическое $\geq 1,50$ кбар (точка B'), $p_{\text{H}_2\text{O}}$ реальное составляет $1,32$ кбар (точка B'').

Вариации парциального давления воды при региональном метаморфизме отображены на рис. 59, где нанесены также кривые предела текучести плавления гранитов при различных соотношениях $p_{\text{л}}$ и $p_{\text{H}_2\text{O}}$ и линии p — T -градиента. Соответствующая метаморфизму кривая I имеет максимум в области значений T и $p_{\text{л}}$, характерных для наиболее высокотемпературной субфации амфиболитовой фации (см. табл. 29). Максимум $p_{\text{H}_2\text{O}}$ на этом горизонте земной коры ($p_{\text{л}}=5 \div 5,5$ кбар, см. табл. 30), по-видимому, связан с достижением порога текучести для большинства горных пород, входящих в состав погружающейся геосинклинальной толщи.

Из этой диаграммы следует, что область устойчивости ультраметаморфогенных палингенно-анатектических расплавов характеризуется значениями $p_{\text{H}_2\text{O}}=2,5 \div 5$ кбар при $p_{\text{H}_2\text{O}}=(0,5 \div 1,0) p_{\text{общ}}$. В соответствии с изложенным наиболее благоприятна для проявления палингенеза и анатексиса область $p_{\text{H}_2\text{O}}$ и T , ограниченная кривыми 2 и 3 и кривой плавления гранитов при $p_{\text{H}_2\text{O}}=p_{\text{общ}}$ *. Поскольку в природных условиях $p_{\text{H}_2\text{O}}$ обычно меньше давления флюида, важной составной частью которого является также парциальное давление углекислоты, эта область будет изменяться в зависимости от вариаций отношения $p_{\text{H}_2\text{O}}/p_{\text{CO}_2}$ во флюиде.

В отличие от летучих роль щелочей менее значительна, хотя подобно H_2O и HF повышение химических потенциалов щелочей в водосодержащих системах понижает температуру плавления силикатов. Так, например, добавка к воде солевой шихты, отвечающей по составу воднорастворимой части жидких включений в минералах гранитов (сульфаты Na , Ca , Mg ; хлориды K и Na ; бикарбонаты Na) в количестве $2,2\%$ в присутствии 5% H_2O , приводит к понижению минимально необходимого для оплавления гранита $p_{\text{H}_2\text{O}}$ при 800°C в $2,5$ раза — с 2 до $0,8$ кбар [480]. Однако простое изменение концентраций щелочей в породах в процессе метаморфизма само по себе явления плавления не вызывает. Так, в указанном примере добавление в систему $2,2\%$ солевой шихты понижает либо парциальное давление воды, либо при $p_{\text{H}_2\text{O}}=\text{const}=2$ кбар снижает температуру оплавления с 800 до 740°C [480]. В соответствии с данными расчетов Г. М. Беляева, представленными на рис. 59, в условиях нор-

* Поля устойчивости анатектических расплавов и метаморфических пород переходят одно в другое через область развития палингенно-метасоматических и метасоматических гранитоидов, характеризующуюся промежуточными значениями $p_{\text{H}_2\text{O}}$. Снизу к этим полям примыкает область реоморфических гранитов, в большинстве случаев относящихся к системам флюидизированного типа.

мального геотермического градиента ($31^\circ\text{C}/\text{км}$) при 740°C и $p_{\text{H}_2\text{O}} 2$ кбар будет иметь место только метасоматическое гранитообразование. Плавление возможно лишь при возрастании геотермического градиента в 2 раза (до $60^\circ\text{C}/\text{км}$), когда указанное значение $p_{\text{H}_2\text{O}}$ будет равно $0,8 p_{\text{д}}$.

В свою очередь, активность щелочей зависит от T , $p_{\text{общ}}$, $p_{\text{H}_2\text{O}}$. Общим в поведении щелочей является их миграция в области с пониженными значениями $p_{\text{д}}$ и T . Но разные щелочные металлы реагируют по-разному на изменение условий. Так, при повышенных температурах, существовавших на уровне проявления метаморфизма гранулитовой фации, Na являлся более подвижным компонентом, чем K, что в условиях затрудненной миграции флюида должно было способствовать возникновению определенного ряда петрохимической зональности, а именно, приводить к относительному обогащению K более глубоких и, следовательно, более высокотемпературных пород. Примером этого является существенное преобладание калиевого полевого шпата над кислым плагиоклазом в породах гранулитовой фации по сравнению с метаморфическими образованиями более низких ступеней. Показательно в этом аспекте также относительное обогащение K слюд и амфиболов при переходе от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма. Так, например, для амфиболов отношение Na/K уменьшается при этом переходе с 3,0 до 2,2 [25].

Различно поведение щелочей также в условиях переменного режима $p_{\text{общ}}$ и $p_{\text{H}_2\text{O}}$, которое приводило к формированию подобной же зональности. Имеющиеся данные показывают, что, во-первых, в силу существенного влияния щелочей на координационное число алюмосиликаты K будут устойчивы до более высоких значений $p_{\text{д}}$ по сравнению с алюмосиликатами Na [429] и, во-вторых, K пассивно переносится в участки с меньшими значениями парциального давления воды.

Таким образом, исходя из приведенных данных, перерастание регионального метаморфизма в ультраметаморфизм погружения с образованием палингено-анатектического расплава возможно лишь в условиях геотермического градиента, превышающего $96^\circ\text{C}/\text{км}$. Такой режим, как отмечалось, свойствен ранним эпохам развития Земли примерно с 2100 ± 200 млн. лет назад, т. е. для азойских и археозойских областей в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций (см. табл. 27, 28, 30). Подтверждением подобному заключению являются и результаты анализа моделирования динамики регионального метаморфизма, отраженного на рис. 57 и 58, главным выводом из которого явилось заключение о необходимости большего геотермического градиента в сравнении с нормальным и большей длительности, нежели 60 млн. лет, процессов прогревания. Именно подобный режим и свойствен азойскому и археозойскому этапам развития земной коры [369, 371].

Палингенно-анатектическое гранитообразование стадии ультраметаморфизма погружения в азойских и археозойских геосинклинально-складчатых (в том числе, про- и протогеосинклинальных *) областях происходило, по-видимому, начиная с глубин уровня 5—9 км (низов эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций) в условиях относительно низкого $p_d = 2 \div 5$ кбар и высокого p_{H_2O} , достигающего 5 кбар, при значительном содержании ее в породах и при 650—800°С (см. табл. 29, 30, рис. 59). Незначительное литостатическое давление и высокое содержание в породе воды способствовали образованию больших масс анатектических расплавов при относительно низких температурах; так, при наличии в породе 3% воды 33% гнейсового комплекса может превратиться в расплав при 700—800°С [51] **. Повышение растворимости воды в кислом силикатном расплаве по мере повышения давления в условиях средних и больших глубин (до 10% [146]) и увеличение масс расплава по мере повышения температуры в ходе палингенно-анатектического гранитообразования должны были приводить к обеднению вмещающих пород водой в результате разложения таких водосодержащих минералов метаморфических пород, как эпидот, мусковит, биотит, актинолит, и переходу значительных количеств воды из порового флюида в палингенно-анатектический расплав. Однако роговая обманка при этом, как показали исследования Х. С. Йодера и С. Э. Тилли [51], сохраняла устойчивость, не переходя в ромбический пироксен, до очень высоких температур даже при низких парциальных давлениях воды: до 1000°С при p_{H_2O} 0,6 кбар и до 900°С при p_d 6 кбар и p_{H_2O} 1 кбар.

При температурах, отвечавших гранулитовой фации (см. табл. 29), гранитообразование ультраметаморфизма погружения в аэе и в археозое происходило, по-видимому, на глубинах, не превышавших 10—20 км **, что следует из данных рис. 59 и табл. 30 и согласуется с результатами исследований К. Р. Мернера [272]. Подобный вывод об уровне глубинности палингенно-анатектического гранитообразования гранулитовой фации в аэе и археозое не противоречит и результатам моделирования динамики рассматриваемого вида гранитообразования как для однослойной (см. рис. 55, в и 56, а), так и для двухслойной (см. рис. 55, б и 56, б) и трехслойной модели земной коры (рис. 55, а и 57) при величине теплотока, не меньшей 0,1 ккал/(м²·ч). Зависимость времени метаморфизма, необходимого для перерастания в ультраметаморфизм погружения, от величины теплотока и глубинности его проявления в общем случае также устанавливается из этих же графиков и, как правило, по-видимому, не ме-

* В номенклатуре К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова [499].

** Повышение температуры и расплавление пород в условиях глубин, меньших 10 км, должно приводить к повышению литостатического давления согласно рис. 52, что и на малых глубинах создает условия, на какое-то время близкие к гранулитовой фации и по давлению.

нее 30 млн. лет, а согласно данным рис. 57 — более 60 млн. лет. Это согласуется с петролого-радиологическими данными, согласно которым стадия погружения про- и протогеосинклинально-складчатых систем в аэозе и археозе, а следовательно и метаморфизма и ультраметаморфизма погружения, кульминационным моментом которых явилось палингенно-анатектическое гранитообразование, достигало 200—500 млн. лет [369, 371]*. При этом минеральные парагенезисы кристаллических сланцев и гнейсов, вмещающих рассматриваемые гранитоиды, при 750—1000°С в пределах уровня глубин 10—20 км, по-видимому, уже переходили в парагенезисы, отвечающие пироксен-роговообманковой субфации гранулитовой фации в результате миграции воды из этих пород в образовавшийся гранитоидный расплав.

Дальнейшая эволюция возникшего таким образом палингенно-анатектического расплава связана с развитием прединверсионных нарушений сплошности пород и зон разломов, а также с последующей инверсионно-складчатой стадией развития древних геосинклинальных областей, в результате и в процессе которых происходило удаление воды, по-видимому, главным образом путем диффузии из системы палингенно-анатектического гранитообразования в зоны повышенной проницаемости и развития в их пределах палингенно-метасоматического гранитообразования.

Очевидно, с этим процессом по мере увеличения давления связаны частичная консолидация палингенно-анатектического гранитоидного расплава и удаление на глубинах, отвечавших $p_d \approx 3 \div 5$ кбар, вместе с водой и летучими определенно количества Na, что приводило к относительной обогащенности расплава K и Ca. На глубинах, отвечавших $p_d \approx 5 \div 7$ кбар, из палингенно-анатектического расплава вместе с водой и летучими происходило преимущественное удаление K, обладавшего при высоких давлениях повышенной растворимостью, а при еще больших давлениях — Na и частично Ca. Подобное поведение указанных элементов в конечном итоге обуславливало смену на глубину пород формации калиевых чарнокитовых мигматит-гранитов породами формации эндербитов и, наконец, глиноземистых эндербитов (см. табл. 27 и 28). В результате указанных процессов к моменту консолидации палингенно-анатектического расплава не только вмещавшие его породы, но и возникшие из него гранитоиды обеднялись водой. Таким образом, и сланцево-гнейсовый комплекс и заключенные в его пределах гранитоиды в результате указанных процессов приходят к «сухим условиям», которые отвечают, однако, в этом случае не условиям формирования

* Однако принятие предложенной модели формирования Земли [387, 435], согласно которой содержание тепловыделяющих элементов в земной коре определяется рис. 66, допускает и меньшие интервалы времени проявления ультраметаморфизма погружения на самых ранних (раннеаэозских) этапах развития первичной коры.

гранитоидных горных пород, а условиям их консолидации. Поскольку термический эффект в процессе ультраметаморфизма погружения мог приводить к значительному повышению давления (см. рис. 52 и 60), особенно характерному в предынверсионную стадию, то развитие указанных процессов могло осуществляться на глубинах, значительно меньших, чем те, которые необходимы для создания соответствующего литостатического давления (см. табл. 29, 30).

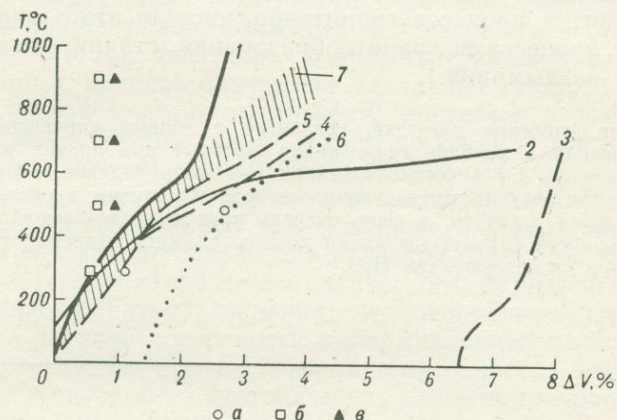


Рис. 60. Термическое изменение объема горных пород и минералов при нагревании и охлаждении [425].

1 — расчетное расширение гранита при нагревании; 2 — реальное расширение гранита за счет увеличения пористости; 3 — сжатие гранита при охлаждении; 4 — расчетное расширение аркозового песчаника; 5 — реальное расширение аркозового песчаника; 6 — реальное сжатие песчаника при охлаждении; 7 — зона наиболее реальных значений изменения объема пород земной коры при нагревании. Изменение объема минералов при нагревании на 200°C : а — кварца; б — диопсида; в — оливиана.

Минеральные парагенезисы палингенно-анатектических гранитоидов амфиболитовой и гранулитовой фаций и особенности их минеральных составляющих (см. табл. 28) в целом подобны таковым для метаморфогенных гранитоидов, которые формировались в тех же условиях температурного режима и кислотно-основных свойств среды гранитообразования, но большего литостатического давления, игравшего роль «ограничительного параметра», не допускавшего переход пород первичного гранитового состава в расплав [23]. Если же минеральные парагенезисы палингенно-анатектических гранитоидов отвечают условиям более низкотемпературных фаций, а минеральные термометры дают более низкие температуры кристаллизации подобных гранитов сравнительно с вмещающими гнейсово-сланцевыми комплексами, то подобные соотношения указывают на кристаллизацию палингенно-анатектических гранитов при больших p_{H_2O} , нежели вмещающих кристаллических сланцев (устанавливаются с помощью рис. 59). Это в свою очередь свидетельствует о спо-

койном тектоническом режиме формирования палингенно-анатектических гранитоидов и о закрытости системы «гранитоиды — вмещающие их породы» в целом и относительно H_2O .

Но поскольку палингенно-анатектическое гранитообразование приурочено к кульминационному периоду в развитии геосинклинально-складчатых зон, а именно ко времени перехода от стадии погружения к стадии воздымания (сининверсионный этап)*, в значительной мере обусловив этот переход в результате процессов термического-расширения пород (рис. 60), то многие особенности развития процесса гранитообразования этого вида тесно связаны с процессами гранитообразования стадии ультраметаморфизма воздымания.

* Снятие давления нагрузки, связанное с зонами нарушений, приводило к переходу в расплав гранитоидов, которые при прочих равных условиях оставались бы в нерасплавленном состоянии. Однако, с другой стороны, удаление летучих из расплава, которое неминуемо происходило при снятии давления нагрузки, в свою очередь приводило к консолидации расплава. В подобных случаях мы имеем дело со сложной зависимостью между $P_{общ}$, P_l , P_{H_2O} и содержанием H_2O .

Гранитообразование стадии воздымания

Смена существенно негативного характера развития земной коры в условиях слабого нарушения сплошности пород геосинклинальной, в том числе про- и протогеосинклинальной стадии восходящими, начиная с середины начальных стадий (этапов по [34]), если, конечно, они имели место, достигала кульминационного момента в средние стадии (этапы по [34]). Это выражалось в широком развитии складчатых и разрывных структур подчас глубинного заложения, что, в свою очередь, обуславливало в глубинных частях земной коры возникновение тепловых восходящих потоков и создавало условия для развития процессов кремнеземного метасоматизма, метасоматического, палингенно-метасоматического гранитообразования, перемещения расплава в направлении дневной поверхности и формирования мигма- и мигматит-плутонов. На уровне дневной поверхности результатом указанных гетерогенных тектонических движений являлись, с одной стороны, интенсивная эрозия, а с другой — накопление мощных терригенных образований флишеидной и песчано-известняковой формаций. По физико-химическим условиям процесса гранитообразования и условиям реализации его продуктов оно может быть подразделено на ультраметаморфогенное гранитообразование больших и средних глубин и метасоматическое гранитообразование средних и малых глубин.

§ 1. Ультраметаморфогенное гранитообразование

В глубинных частях земной коры в зоне гранулитовой и амфиболитовой фаций, породы которых были к этому времени уже консолидированы,* происходило селективное плавление гранитов-гранодиоритов и гранитов, как наиболее легкоплавких образований. Плавление облегчалось и, по-видимому, предшествовалось процессами высокотемпературного вначале метасоматического, а затем и магматического замещения под воздействием мощных потоков тепла и растворов. Эти потоки и растворы бра-

* В результате восходящих тектонических движений или в случае незначительной амплитуды их в процессе дегидратации и дегранитизации имевших место палингенно-анатектических гранитоидных расплавов.

ли начало в глубинных сечениях тектоносферы*, а причиной их возникновения являлась дегазация мантии [52, 54, 57] в результате происходивших там фазовых превращений [87, 160], в том числе диссипации водорода или разложения гидридов и карбидов металлов [227, 267].

Процессы гранитообразования ультраметаморфизма воздымания контролировались зонами нарушения сплошности пород и разломами и, как правило, приводили к понижению фаций метаморфизма минеральных парагенезисов исходных пород или изменяли их. Таким образом, по отношению к вмещающим породам рассматриваемое гранитообразование азойского и археозойского зон развивалось обычно в регрессивных условиях, сопровождаясь высокотемпературным диафторезом субстрата. В протерозойских и фанерозойских геосинклинально-складчатых сооружениях ультраметаморфогенное гранитообразование стадии воздымания по отношению к вмещающим породам развивалось, как правило, в прогрессивных условиях метаморфизма, приводя к формированию прогрессивной метаморфической зональности (полифациальной, по Б. Я. Хоревой [484, 485]).

В целом в рассматриваемый этап гранитообразования породы, по-видимому, не достигали того температурного градиента, который был характерен для гранитообразования стадии ультраметаморфизма погружения, что отражено, в частности, на рис. 59 (поле 4). Однако в отдельных участках, интенсивно проработанных тепловыми потоками, температура возникавшего расплава могла и превышать температуру существенно палингенно-анатектического гранитообразования стадии погружения (см. рис. 59, поле 2). Но благодаря интенсивному развитию процессов высокотемпературного замещения и насыщения расплава в результате их проявления летучими веществами (HF , P_2O_5 , SO_3 и др.) и в основном водой подавляющая масса образовывавшегося гранитоидного расплава имела температуру значительно ниже той, при которой протекали процессы палингенно-анатектического гранитообразования.

Так, при содержании 5% H_2O и примеси 0,4% F пегматит переходит частично в жидкое состояние уже при 550°C и давлении 2 кбар [550], в то время как без добавления F даже при содержании 9% H_2O и давлении 4 кбар расплавление гранита происходит лишь при 640°C [604]. Наличие F и P в составе собственно надкритических гранитизирующих растворов несомненно, уже исходя даже из того факта, что в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования содержание таких минералов (возможных аккумуляторов F и P), как биотит, роговая обманка и апатит и др., резко уменьшалось по сравнению с их содержанием в исходных перерабатываемых породах. По этим же причинам можно сделать вывод и о значительной насыщен-

* И, по-видимому, приводили к мантийному магмообразованию.

ности возникавшего расплава в процессе рассматриваемого гранитообразования водой, содержание которой в исходных породах, как правило, выше содержания в образовавшихся за их счет гранитоидах, где оно порядка 1%. При этом система гранитообразования стадии ультраметаморфизма воздымания может рассматриваться как открытая, хотя в отдельных участках при отсутствии интенсивных тектонических деформаций породы могли соответствовать относительно закрытым подсистемам как во время всего этапа развития гранитообразования, так и отдельных его стадий. Главнейшим же видом гранитообразования в этих условиях являлось палингенно-метасоматическое, а продуктами его — палингенно-метасоматические гранитоиды.

Палингенно-метасоматическое гранитообразование (см. табл. 27, 28) происходило в результате проявления последовательно развивавшихся процессов метасоматической гранитизации (или дегранитизации), селективного плавления, высокотемпературного магматического замещения и гранитизации (или дегранитизации) возникавшего расплава при воздействии на породы супракрустального комплекса первоначально диффузионных интрателлурических, а с момента насыщения расплава водой инфильтрационных теплоносущих растворов. Формирование в этих условиях палингенно-метасоматического расплава, по-видимому, являлось результатом одновременного повышения температуры и p_{H_2O} в результате поступления из подкоровых областей мощных потоков тепла [215, 216, 267, 468], стимулировавших развитие процессов ультраметаморфизма. На рис. 59 этим оптимальным условиям формирования палингенно-метасоматических расплавов отвечает область значений p_{H_2O} , ограниченная кривыми 2 и 3, и pT — между линиями геотермического градиента 30 и 60° С/км.

Рассматриваемые процессы гранитообразования стадии ультраметаморфизма воздымания свойственны сининверсионным и инверсионно-складчатым этапам развития складчатых областей любого возраста и горизонтам низкого гипсометрического положения в пределах глубинных разломов, начиная с термодинамических условий эпидот-амфиболитовой фации и глубже, определяясь значениями 650—1000° С (реже 550—600° С), p_{H_2O} 1—5, реже до 0,3 кбар, и p_L 2—8 кбар для зоны гранитизации и 8—13 кбар для зоны дегранитизации (см. табл. 29, 30, рис. 52 и 59).

Характерными общими особенностями палингенно-метасоматического гранитообразования являются: а) значительное изменение вещественного состава в процессе привноса одних и выноса других химических компонентов в условиях плавления; б) небольшое количество образывавшегося расплава относительно общего объема гранитизирующихся пород и консолидации его *in situ* (в неперемещенном состоянии); в) широкое развитие одновременно проявленных процессов метасоматической гранитизации (или дегранитизации) субстрата и инфильтрационно-ана-

тектической гранитизации (или дегранитизации) расплава в условиях высокой активности щелочей и вполне подвижного поведения воды при дифференциальной подвижности петрогенных элементов и различной активности К и Na в зависимости от температуры и глубинности процесса и состава перерабатываемых горных пород.

Наибольшие массы палингенно-метасоматических гранитоидов, образование которых начиналось уже в сининверсионный этап, формировались главным образом в инверсионно-складчатую стадию эволюции подвижных зон земной коры в пределах тектонически наиболее проработанных участков. Формирование гранитоидов протекало под воздействием тепловых потоков и растворов как трансмагматических и генетически с ними связанных высокотемпературных надкритических растворов, так и растворов, высвобождавшихся в процессе дегранитизации и дегидратации пород и палингенно-анатектических расплавов в зоне гранулитовой фации метаморфизма и ультраметаморфизма.

При этом каждой складчатой области в зависимости от величины общего регионального геотермического градиента и величины теплового потока присущ свой определенный уровень глубинности, в пределах которого палингенно-метасоматическое гранитообразование в целом развивалось в условиях гранитизации горных пород, а ниже которого — в условиях дегранитизации (см. табл. 27). В зависимости от этого могут быть выделены два типа (две зоны) палингенно-метасоматического гранитообразования ультраметаморфизма воздымания: гранитообразовательные зоны гранитизации и зоны дегранитизации.

Палингенно-метасоматическое гранитообразование зоны гранитизации

Палингенно-метасоматическое гранитообразование зоны гранитизации (см. табл. 27) развивалось при весьма высокой активности щелочей в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, возрастающих температур от 550 (чаще 650) до 1000°С и понижающегося p_{H_2O} от 5 до 1 кбар по мере увеличения глубинности процесса (см. табл. 27). Литостатическое давление варьировало в пределах 2—5 (см. рис. 59), редко повышаясь до 7 кбар, что согласуется с данными опытов Т. Винклера [51, 614—616], Н. И. Хитарова и В. А. Тугина [483] и экспериментального определения температур гранитообразования на основе использования минеральных термометров ([25, 26, 199, 203, 241, 324, 325, 410] см. табл. 4, 19). Имеющая место общая закономерность увеличения относительной активности натрия при изменении среды гранитообразования от слабощелочной до нейтральной по мере увеличения температуры и глубины процесса приводила к смене в формировании щелочных аляскито-

вых гранитов и граносиенитов образованием щелочноземельных гранитов (см. табл. 27, 28).

Процессы гранитообразования проходили в сложных термодинамических условиях, которые определили большое разнообразие взаимоотношений минералов в гранитоидах и в гранитизированных породах. Давление в системе в целом относительно рассматриваемого уровня могло быть временами даже больше, чем при образовании гранитоидов палинггенно-анатектического типа, в силу значительных напряжений, возникавших в результате смены нисходящих колебательных движений движениями обратного направления и качественно иного — соскладчатого типа (по терминологии М. М. Тетяева). Но это давление в рассматриваемой системе гранитообразования неоднородно в различных ее частях. В частности, в участках относительно закрытых подсистем, представленных горизонтами различных кристаллических сланцев и гранитоидов, находившихся в твердом состоянии, оно могло значительно увеличиваться в результате направленного характера весьма интенсивных тектонических движений (см. табл. 30). В то же время в относительно открытых подсистемах, представленных гранитоидами в пластичном состоянии, которые в той или иной степени подверглись плавлению в зонах интенсивных разрывных нарушений, могли создаваться условия как локальной разгрузки давления (при образовании полостей в местах растяжения), так и повышения давления. Но распределение давления в таких подсистемах в связи с пластичным состоянием вещества было более равномерное, чем в относительно закрытых подсистемах.

Геотермический режим в пределах земной коры в процессе палинггенно-метасоматического гранитообразования отличался также значительной неравномерностью для различных частей системы. Однако температура пород в условиях закрытых подсистем не достигала температур, достаточных для селективного плавления пород. Но в пределах относительно открытых подсистем в условиях интенсивного прогрева под воздействием тепловых потоков, связанных с инфльтрацией гранитизирующих растворов в зонах нарушения сплошности пород, должны возникать значительные повышения температур, которые и обусловили развитие процессов палинггенно-метасоматического гранитообразования. Но и в этих условиях температура не достигала температуры метаморфогенного и палинггенно-анатектического гранитообразования, так как формированию расплава в указанных условиях способствовали повышенный потенциал воды в системе гранитообразования (см. рис. 59) и вполне подвижное поведение ее, а также таких компонентов, как N, F, P₂O₅, SO₃, щелочи. Все эти компоненты поступали в систему гранитообразования как в виде растворов, связанных с глубинными трансмагматическими, так затем и самих трансмагматических растворов. К повышению температуры системы гранитообразования приво-

дил экзотермический эффект реакций метасоматического кремнещелочного замещения [192], предшествовавшего магматическому замещению, сопровождавшего его и приводившего вначале к метасоматическому, а затем и к палингенно-метасоматическому гранитообразованию. Подобный эффект приводил к повышению температуры системы на 50—150°С [192].

В то же время локальные резкие повышения давления в результате интенсивных дислокаций, в условиях которых протекало рассматриваемое гранитообразование, в пределах подсистем, содержащих воду и другие летучие вещества, также должны были сопровождаться экзотермическими эффектами. Этот эффект, по данным экспериментальных исследований, может быть весьма ощутим. Так, повышение давления при быстром адиабатическом сжатии газообразной воды и кислорода всего на 33—75 кгс/см² повышает температуру от комнатной до 720—931°С [454]. Резкое локальное понижение давления в участках с расплавом, содержащим то или иное количество летучих веществ, естественно, должно было сопровождаться эндотермическим эффектом, приводившим к локально проявлявшимся процессам консолидации расплава. Однако в целом процессы палингенно-метасоматического гранитообразования рассматриваемого уровня, будучи неравновесными, проходили с поглощением энергии [130, 364] в условиях полной подвижности петрогенных элементов.

Палингенно-метасоматическое гранитообразование развивалось за счет самых различных пород, в том числе метаморфогенных и палингенно-анатектических гранитоидов, но наиболее благоприятные условия имелись в пределах горизонтов, сложенных породами, в которых отношение Si/Al с самого начала процесса было больше или равно 3 [25]. В породах, в которых отношение Si/Al очень высокое (кварциты) или очень низкое (высокоглиноземистые гнейсы, амфиболиты), палингенно-метасоматическое гранитообразование затруднено. В ходе этого процесса в широких масштабах осуществлялось диффузионно-инфильтрационное перераспределение петрогенных компонентов, выражавшееся в привносе на ранних стадиях Na и Si, а позднее K и Si и выносе Ca, Mg, Fe в целом при геохимически инертном поведении Al. При этом щелочность среды прогрессивно возрастала (см. табл. 27, рис. 61) от ранних стадий гранитизации к более поздним*, приводя, в частности, к уменьшению глиноземистости биотита, уменьшению альбитовой составляющей в калиевом полевоом шпате и увеличению степени упорядоченности калиевого полевого шпата от 0,30 до 0,30—0,60, редко до 0,80 (см. табл. 28).

* В направлении от неизменных основных плагиоклазовых кристаллических сланцев через интенсивно гранитизированные разности, щелочноземельные граниты к аляскитовым и щелочным аляскитовым гранитам и, наконец, к пегматитам.

Приведенные в разделе втором данные с учетом публикаций по геохимии гранитообразования [86, 115, 130, 135, 202, 204, 236, 242, 273, 275, 289, 327, 345, 350, 469, 472, 504] позволяют сделать заключение, что общей тенденцией к привносу в процессе рассматриваемого гранитообразования обладали такие элементы, как K, Be, Ce, Hf, La, Pb, Si, Sn, Ta, Th, U, Zr (см. рис. 61, зона IV).

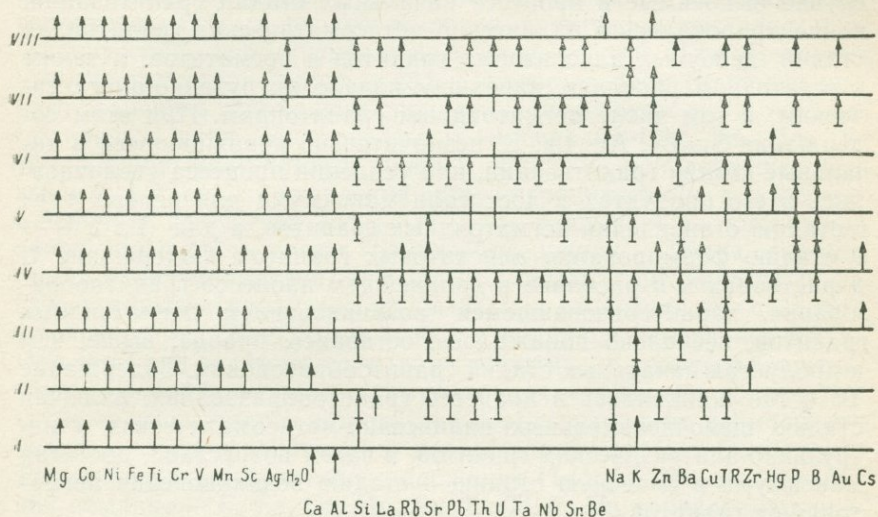


Рис. 61. Поведение элементов в процессе гранитообразования и связанных с ним процессов на разных уровнях глубинности.

1 — привнос; 2 — вынос; 3 — геохимически инертны. Зоны эндогенного литогенеза: I — глиноземистых эндербитов, II — эндербитов, III — чарнокитов, IV — мигматит-гранитов, V — кварц-ортоклазовых метасоматитов, VI — кварц-микроклиновых метасоматитов, VII — кварц-альбитовых метасоматитов, VIII — кварц-адуляровых метасоматитов.

При этом содержание Pb и K более или менее равномерно повышалось от начальных стадий гранитизации к конечным, характеризовавшимся образованием остаточного расплава, обогащенного щелочами и летучими, и палингенно-метасоматических аляскитовых и пегматоидных гранитов. Содержание же Rb и Cs, уменьшавшееся в начальные стадии гранитизации, резко возрастало в продуктах последних стадий гранитообразования (в аляскитовых и щелочных аляскитовых гранитах и пегматитах) и в остаточном расплаве, давшем начало интрузивно-анатектическим и пегматоидным гранитоидам. Барий обладал тенденцией к повышенной концентрации начиная с образования щелочноземельных гранитов, а Zr, Nb, Ce, Th — со стадии образования щелочных аляскитовых гранитов. Но для Zr и Th характерна

тенденция к некоторому уменьшению их содержания в растворах и в расплаве на стадии образования пегматоидных гранитов, а для бария подобное уменьшение содержания характерно как для стадии возникновения пегматоидных гранитов, так и предшествовавшей ей стадии образования аляскитовых и щелочных аляскитовых гранитов.

U, Sr, Be, La, а также Mo, Yb, Ag (и иногда Ga), в общем случае выносимые в процессе начальных стадий гранитизации, концентрировались в палингенно-метасоматических гранитоидах стадий щелочных аляскитовых гранитов и пегматитов, а также в остаточном расплаве, дававшем начало интрузивно-анатектическим, в том числе пегматоидным гранитоидам. При этом содержания Sr, Be, Ag, La, U, незначительно понижавшиеся в начальные стадии гранитизации, при усилении процесса увеличивались в его продуктах и достигали максимума для первых трех в стадию становления пегматоидных гранитов, а для La и U — в стадию формирования аляскитовых гранитов. Содержание U в растворах и в расплаве в дальнейшем процессе гранитообразования, характеризовавшемся возникновением пегматоидных гранитов, несколько понижалось, оставаясь, правда, выше, чем в продуктах начальных стадий гранитообразования. Содержание Yb и Mo понижалось в процессе гранитообразования, включая стадию щелочноземельных палингенно-метасоматических и интрузивно-анатектических гранитов, а затем возрастало, достигая максимума в конечную стадию — стадию возникновения пегматоидных гранитов.

Общей тенденцией к выносу в процессе рассматриваемого гранитообразования обладали летучие вещества (B, H₂O, CO₂, P₂O₅, F), петрогенные элементы (Fe, Ca, Na, Mg, Mn, Ti) и такие рудные элементы, как Ba, Co, Cs, Cr, Cu, Ga, Li, Ni, Sc, Tl, V, Y, Zn (см. рис. 61, зона IV).

При этом устойчивой тенденцией к выносу в процессе гранитизации обладали вода, Ca, Co, Mg, Sc; Na и Li также выносились, но относительное изменение их содержания невелико. Содержание Cr, Mn, Ni, Ti, V в начальные стадии гранитизации незначительно увеличивалось, а затем в палингенно-метасоматических гранитах, а также в расплаве как щелочноземельных, так аляскитовых и аляскитовых щелочных и пегматоидных гранитов резко уменьшалось. Эволюция содержания Ga характеризовалась той же направленностью, но без резких перепадов в его содержании в различных породах. Содержание Cu испытывало ту же тенденцию, но повышение ее имело место вплоть до образования щелочноземельных гранитоидов, и только возникновение аляскитовых и щелочных аляскитовых гранитов и пегматоидных гранитов сопровождалось интенсивным выносом Cu. Намечается прямая корреляционная зависимость в изменении содержаний Co, Ni, V, Cr, Mn с поведением Fe, а Li и Pb — с поведением, соответственно, Mg и K. Обратная корреляционная зависимость

устанавливается в изменении содержаний между Cs и Rb, с одной стороны, и K — с другой.

При выносе в процессе гранитообразования железа в промежуточных зонах и продуктах гранитизации происходило повышение его содержания в силу меньшей подвижности Fe в этом процессе сравнительно с другими элементами. И лишь дальнейшее повышение интенсивности процесса гранитизации приводило к значительному выносу этого элемента. Вынос Fe из интенсивно гранитизированных разностей пород частично происходил и в сторону слабо гранитизированных их разностей. При этом процесс гранитизации сопровождался освобождением Fe из связанного закисного состояния в силикатах с переводом его в окисное состояние в виде самостоятельных минералов (Мт, Ге, Ил, Тi-Мт). Общая железистость пород и общая их окисленность повышались в процессе усиления степени гранитизации, так же как и величина отношения $(Na+K)/Al$, что указывает на повышение общей щелочности среды гранитообразования. Общая железистость таких минералов, как биотит и роговая обманка, количество которых в продуктах гранитизации уменьшалось, постоянно возрастала. Возрастала в них и величина отношения K/Na . При этом ряд элементов, в целом выносимых в процессе гранитизации, концентрировался в темноцветных минералах, количество которых уменьшалось в продуктах гранитизации, но размеры отдельных зерен увеличивались до 1, а в ряде случаев 5—10 см*. Так, в биотите возрастало содержание H_2O , Li, Mn, Sc, в роговой обманке — F, Co, Cr, Mn, Sc, Ti, Tl, Y. Из привносимых при гранитообразовании элементов** в биотите концентрировались Be, Nb, Rb, Zr, редкие щелочи, в роговой обманке — Nb, в калиевом полевом шпате — Rb. Процесс гранитизации и гранитообразования сопровождался уменьшением содержания в биотите — Ba, V, в роговой обманке — Cu, Cr, Ni, в калиевом полевом шпате — Ba, Sr, Ti, в плагиоклазе — Ba, Sr. Поведение элементов в процессе гранитизации связано было не только с закономерностями их концентрации в минеральных составляющих, но и с количественными изменениями этих составляющих. Так, увеличение в продуктах гранитизации Rb, Ba и Pb коррелируется с увеличением количества содержащего их калиевого полевого шпата; Ba, Be, Ga, Li, Pb, Sr — плагиоклаза; Ce, La, Pb, Sc, Zr, Y, Yb — монацита, ортита, сфена; Ce, La, Nb, Ta, Zr, Y, Yb — циркона, фергусанита, молибденита; Nb и Sn — сфена; Th и U — соответственно торита и уранинита и других редкоземельных и ред-

* Подобное повышение концентрации рассматриваемых элементов свойственно и указанным минеральным составляющим метасоматических образований зон локальной базификации, комплементарных рассматриваемым продуктам гранитизации и находящихся в тесной пространственной с ними связи.

** В том числе и элементы, выносимые из пород на отдельных (обычно начальных) стадиях гранитизации.

кометальных аксессуарных минералов. Уменьшение содержания в продуктах гранитизации Sr, Li, Ga связано с уменьшением количества содержащего их плагиоклаза; Cu, Co, Fe, Mn, Nb, Ni, Sc, Sn, Ti, V, Zr — биотита, роговой обманки и пироксенов; Li и H₂O — биотита; Cl, F, Tl и Y — роговой обманки.

Таким образом, часть микроэлементов, концентрировавшихся в продуктах гранитизации, целиком заимствовалась из перерабатываемых пород и не требовала привлечения сторонних источников. К таким элементам относятся: а) в аксессуарных новообразованиях последних стадий Nb, Sc, Y, Yb — определяются содержанием их в разлагаемых биотите, роговой обманке и пироксенах; б) в калиевом полевом шпате Ba, Rb и, возможно, частично Cs — за счет разложения плагиоклаза; в) в магнетите, роговой обманке, пироксене и биотите зон комплементарной базификации Cu, Co, Cr, F, Fe, H₂O, Li, Mn, Ni, Sc, Ti, Tl, V, Zr, Y — за счет разложения фемических составляющих перерабатываемых пород.

Другие из элементов, концентрировавшихся в новообразованных или перекристаллизованных минеральных компонентах продуктов гранитизации, также заимствовались из перерабатываемых пород в процессе гранитизации. Однако эти компоненты были заимствованы при мобилизации гранитизируемых пород кристаллосланцевых комплексов не только *in situ*, но и на больших глубинах в результате единого процесса гранитизации. К таким компонентам относились: а) в аксессуарных новообразованиях последних стадий Ce, La, Nb, Pb, Sc, Sn, Ta, Zr, Y, Yb; б) в калиевом полевом шпате Pb, возможно, частично Rb; в) в магнетите, роговой обманке, пироксене и биотите зон комплементарной базификации Be, Cu, Co, Cr, F, Fe, H₂O, Li, Mn, Nb, Ni, Pb, Ti, Tl, Sc, V, Zn, Zr, Y.

Таким образом, исходя из имеющихся данных, для формирования палингенно-метасоматических гранитоидов зоны гранитизации требовался привнос из дополнительных глубинных источников таких элементов, как K, Si, Th, Cs, Hf. В то же время должен быть найден также механизм дополнительной мобилизации из подстилающих комплексов таких элементов, как Ce, La, Pb, Rb, Sn, Ta, U, Zr и др.

Значение вмещающих пород (перерабатываемого субстрата) в геохимической направленности процесса гранитообразования сказывалось на поведении таких элементов, как Ag, Ba, Be, K, Li, Mo, Sr, Zr, редкоземельные элементы. В частности, при гранитизации кристаллических сланцев и гнейсов K и Zr привносились только лишь в случае образования аляскитовых и щелочных аляскитовых гранитов, а при возникновении других разновидностей гранитоидов происходил вынос этих элементов. В то же время при гранитизации основных кристаллосланцев выносились помимо Co, Ni, Cr, V, также и такие элементы, как Ag, Be, Cs, F, La, Li, Mo, Rb, Sn, U, Y, Yb, содержание которых в продуктах

последних стадий гранитообразования обычно увеличивалось. Этот феномен может быть использован для возможности привлечения дополнительного источника таких петрогенных элементов, как K, Si, и рудных элементов Ag, Ce, Cs, Hf, La, Mo, Nb, Pb, Rb, Sn, Th, U, Zr и др. за счет мобилизации неоднородных по составу комплексов в процессе гранитизации, т. е. внутреннего источника рудного вещества*.

Как отмечалось, процесс палингено-метасоматического гранитообразования сопровождался устойчивым выносом воды, который, по-видимому, происходил как путем диффузии ионов водорода [298] или гидроксильной группы (OH)⁻ в образовывавшемся расплаве, так и путем инфильтрации H₂O через этот расплав. Роль диффузии может быть велика в пределах непосредственного контакта расплава с субстратом и в межзерновом расплаве. В расплаве в удалении от этих контактов основное значение должна приобретать инфильтрация раствора.

Считается, что такая инфильтрация летучих веществ, в частности H₂O, через образовавшийся и образовывавшийся расплав могла осуществляться в виде пузырьков газа [174, 176, 181]. Вызвана указанная инфильтрация повышением температуры расплава и увеличением давления по мере перехода во все более глубокие части земной коры, что приводило к понижению растворимости летучих веществ в расплаве. Это заключение основано на данных о том, что влияние увеличения давления на повышение растворимости в расплаве (значительное, до 2 кбар) почти не сказывалось при давлении больше 2 кбар. В то же время продолжавшееся увеличение температуры резко уменьшало растворимость летучих веществ в расплаве** [146, 159, 295, 479]. В результате этого газовая фаза отделялась от расплава, по-видимому, в виде мельчайших пузырьков и стремилась удалиться в область наименьших давлений и температур [174, 176, 180, 295].

С другой стороны, перемещение воды в верхние части земной коры могло осуществляться и путем диффузии катиона H⁺ и, хотя и в меньшей степени, гидроксильной группы (OH)⁻ [298] в результате выравнивания разности парциального давления воды в образовывавшемся расплаве, вызванной перепадом температуры и давления [159, 127]. Этот механизм, очевидно, являлся доминировавшим на глубинах, отвечавших давлениям, большим 7 кбар (см. табл. 30 [147]). Следует иметь, однако, в виду, что, согласно расчетам Г. Е. Бойко, состав летучих с увеличением давления значительно менялся. Так, если при $p=0,1 \div 0,3$ кбар

* Возможность привлечения подобных источников не снимает проблемы поиска глубинного источника этих веществ.

** Расплав, содержащий некоторый избыток простых силикатов щелочей и в связи с этим обладавший неограниченной растворимостью летучих веществ, должен был вести себя сложнее [127, 605].

в равновесном составе магматических газов доминируют H_2 , CO_2 и CO , то при $p > 1$ кбар преобладает CH_4 [39].

Поведение воды в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования свидетельствует в пользу предположения Д. С. Коржинского о наличии сквозьмагматических [174, 176, 178—180], или трансмагматических [181] растворов и процессов магматического (палингенно-метасоматического) замещения, хотя его утверждение о постоянстве потенциалов K и Na в этом процессе не кажется убедительным. Наличием подобных трансмагматических растворов, инфильтрировавшихся сквозь возникший расплав, объясняется высокая подвижность Si и Al в процессе рассматриваемого типа гранитообразования. Это связано с тем, что Si и Al в расплаве присутствуют в виде комплексных анионных соединений ($Si_xO_y^{z-}$, $Al_xO_y^{z-}$), обладающих большими размерами, в связи с чем их подвижность путем диффузии в расплаве практически равна нулю [122—125, 127, 502].

Перенос K , Na , Mg , Ca , Fe и других элементов, находившихся в расплаве в ионной форме [123, 124], мог осуществляться не только инфильтрацией растворами, но в значительной степени и путем диффузии в расплаве. При этом коэффициенты диффузии K и Na значительно превосходят коэффициенты диффузии Ca , Mg , Fe . Большая в ряде случаев реальная подвижность Mg , Ca , Fe по сравнению с Na и K в системах ограниченных размеров, очевидно, объясняется большей разностью μ_{Mg} , μ_{Fe} и μ_{Ca} между инфильтрирующимся раствором и межзерновым расплавом, нежели это имело место для Na и K .

Дифференциальная подвижность элементов в расплаве, по-видимому, имела смешанную инфильтрационно-диффузионную природу и приводила к гранитизации не только твердых пород, но и возникавшего расплава. Дифференциальная подвижность элементов в подобном процессе обусловлена, с одной стороны, разницей коэффициентов увлекаемости растворенных веществ, в том числе и комплексных ионов растворителем [308—310], с другой — различием коэффициентов диффузии элементов, присутствовавших в расплаве в форме простых и комплексных ионов [122—125, 298, 501], и, наконец, различием в величинах химических потенциалов этих элементов в разных участках расплава, инфильтрировавшегося раствором, и между этим и межзерновым расплавом, а следовательно, и субстратом.

По мере усиления процесса гранитизации, приводившего к увеличению роли расплава и уменьшению содержания в нем реликтов субстрата, процесс палингенно-метасоматического замещения отходил на второй план, уступая ведущую роль инфильтрации растворов через образовавшийся и образующийся расплав. При достижении наивысшей ступени гранитизации — образования магматического расплава (магмы) — процесс замещения полностью сменялся инфильтрацией раствора, посредством и с помощью которого, по-видимому, и осуществля-

лась дальнейшая гранитизация, но уже не твердой породы, а расплава и приводила к образованию магмы аляскитовых гранитов. Подобный вид гранитизации расплава был выделен под названием «анатектической гранитизации инфльтрационного типа», или «инфльтрационно-анатектической гранитизации» [364] и может рассматриваться как своеобразная разновидность магматической дифференциации.

Миграция таких элементов, как Al, Ag, Be, Cd, Cu, Hg, K, Li, Na, Pb, Sc, Si, Th, U, V, Zr и других в процессе палингенно-метасоматической, инфльтрационно-анатектической и связанной с ними метасоматической гранитизации, по-видимому, осуществлялась в основном сквозьмагматическими (трансмагматическими) и связанными с ними надкритическими растворами в виде разнообразных высокотемпературных комплексных соединений, устойчивость которых возрастала с повышением давления. При этом роль элементов-комплексобразователей играли Al, B, Be, Cu, Co, Fe, Hf, K, Nb, Na, Ni, Si, Ta, Th, TR, Zr и другие элементы в соединении с кислотными анионами (F, Cl, CO₂, SO₃) и гидроксильной группой [29, 30, 66, 188, 308, 309, 427, 477]. Особо велика роль комплексных соединений различных рудных компонентов типа хлор- и фторметаллов K и Na, отличающихся значительной устойчивостью при повышенных температурах [309], а устойчивость хлоридных анионов металлов с возрастанием температуры даже увеличивается [308]. Вода и растворимые соли сильных кислот, нейтральные при обычных температурах и давлениях, в условиях больших температур и давлений, в частности в условиях палингенно-метасоматической и инфльтрационно-анатектической и связанной с ними метасоматической гранитизации, вели себя как кислоты [395, 396]. Но существование в подобных гранитизирующих растворах диссоциированных анионов кислот невозможно в силу того, что в условиях высоких давлений и температур они будут связаны в прочные высококоординированные комплексы. В то же время, как было показано Л. Бруэром, Р. Ф. Портером, Е. Е. Целлером, эти комплексные соединения легко диссоциируют по типу: $M[ЭAn] = M^+ + [ЭAn]$, где M — сильное основание (K, Rb и др.), $Э$ — элемент-комплексобразователь, An — кислотный анион [30]. В силу этого можно сделать вывод, что гранитизирующие растворы в процессе палингенно-метасоматической, инфльтрационно-анатектической и связанной с ними метасоматической гранитизации, а также и расплавы, возникавшие в результате этой гранитизации, характеризовались повышенной активностью сильных оснований (и в первую очередь K) и низкой кислот.

Повышение активности Na в процессе палингенно-метасоматической гранитизации неменуемо вело к снижению щелочности раствора и расплава, а процесс палингенно-метасоматической, инфльтрационно-анатектической и связанной с ними метасоматической гранитизации, характеризовавшийся привнесом Na и

выносом К, мог происходить лишь в условиях очень слабощелочной среды или близкой к нейтральной [137, 503]. В то же время повышение активности К в процессе палингено-метасоматического гранитообразования неминуемо вело к повышению щелочности раствора и расплава [503].

На основании сопоставления закономерностей гранитообразования на различных уровнях с имеющимися экспериментальными исследованиями может быть сделано предположение, что роль трансмагматических растворов в переносе химических компонентов велика в условиях каких-то определенных температур и давлений, при которых вода в случае возникновения расплава, отвечавшего щелочноземельным типам гранитоидов, отделялась от расплава как фаза. При больших давлениях [147] в условиях полной диссоциации воды основным процессом, по-видимому, являлась диффузия H^+ и $(OH)^-$ [127, 146].

Наконец, при обогащении расплава щелочами, обычно в наиболее поверхностных зонах палингено-метасоматического гранитообразования, могли наступить условия полной растворимости воды, когда она также переставала существовать как самостоятельная фаза. На этом уровне в участках подобного состава расплава должна была произойти смена перемещения компонентов с инфильтрирующимися трансмагматическими растворами на диффузионную миграцию. Это, в свою очередь, в силу уменьшения скорости перемещения компонентов должно было неминуемо привести к обогащению расплава летучими (в первую очередь водой), рассеянными и редкими элементами, что в действительности и имеет место.

Выделение различных рудных элементов на разных стадиях гранитообразования связано, очевидно, также и с комплексом других причин, установление доминирующей роли одной из которых пока не представляется возможным. К таким факторам, обуславливавшим дифференциальную концентрацию различных элементов на разных стадиях процесса гранитообразования, относятся: направленность катионно- и анионнообменных реакций комплексообразования [308], направленность в изменении реакций комплексообразования от изменения кислотности-щелочности среды [30], температуры и давления [477]. В силу этих факторов происходил распад комплексных соединений одних металлов (с переходом последних в кристаллические фазы) и образование других (с переходом других групп металлов в растворенное состояние).

Таким образом, парагенезисы гранитоидов, возникавших в процессе гранитообразования рассматриваемого типа в условиях открытых подсистем в целом открытой системы, определялись величинами давления, температуры и химических потенциалов компонентов в исходных породах и в гранитизировавших растворах при вполне подвижном поведении и большом потенциале воды и щелочей. В силу этого развивались главным образом Кв,

Кпш, Би, Ро, Пи_м, находившиеся в резко неравновесных взаимоотношениях как с первичным парагенезисом перерабатываемого субстрата, так нередко и друг с другом в связи с резко неравновесным характером процесса гранитообразования. При этом самые начальные стадии его, отражавшие условия сравнительно низкого потенциала К, выражены в развитии биотита по темноцветным минералам кристаллических сланцев*.

В то же время в условиях относительно закрытых подсистем первичные минеральные парагенезисы гранулитовой и амфиболитовой фаций могли сохраняться без изменения, представляя собой «реликтовые равновесные или неравновесные парагенезисы» [16]. Такие «реликтовые парагенезисы» могли сохраняться лишь тогда, когда величина $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ и содержание H_2O , являвшейся в этих условиях вполне подвижным компонентом, при соответствующих соотношениях в содержании Mg и Fe были недостаточны для развития процессов перекристаллизации и перевода первичных минеральных парагенезисов в неравновесное состояние с возникновением реакционных новообразований, в частности биотита и зеленой роговой обманки за счет пироксенов и бурой роговой обманки, а в гранитизированных глиноземистых кристаллических сланцах — в образовании вокруг зерен Шп, Сил и Гр кордиеритовых реакционных кайм, нередко с симплектитом кварца и калиевого полевого шпата.

В области граничных условий между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями продукты палингенно-метасоматического гранитообразования представлены породами типа гельсинкитов, двуслюдяных гранитов, содержащих такие минералы, как Эп, Му, Би, Алм, Корд, Турм и Анд. В условиях амфиболитовой фации формировались гранитоиды, содержащие Би, Гр, Корд, Ро и Пи_м. При этом устанавливаются значительные вариации минеральных парагенезисов гранитоидов в зависимости от взаимосвязи направленности в изменении температуры и щелочности, а также регрессивной и прогрессивной направленности процесса. На этой основе могут быть выделены три главные генетические серии палингенно-метасоматических гранитоидов [26].

1. Серия палингенно-метасоматических гранитоидов, формировавшихся в условиях устойчивого понижения температуры и повышения щелочности среды, которым отвечали смена парагенезисов фемических составляющих и уменьшение железистости пироксенов в ряду: $\text{Пи} + \text{Ро} + \text{Би} \rightarrow \text{Пи} + \text{Би} \rightarrow \text{Пи}$ (конечным членом серии являются салитовые и ферриавгитовые граниты, граносиениты и сиениты, а при более низкой активности щелочей — салитовые и диопсид-биотитовые, плагиограниты).

* Представлял собой результат проявления калиевого метасоматизма (передовая зона), когда еще не образовывался или почти не образовывался Кпш, а если и образовывался, то в очень незначительных количествах.

2. Серия гранитоидов, формировавшихся в условиях постоянного температуры и возрастания щелочности растворов, которым отвечает смена парагенезисов в ряду: $\text{Пи} + \text{Ро} + \text{Би} \rightarrow \text{Ро} + \text{Би} \rightarrow \text{Ро}$.

3. Серия гранитоидов, формировавшихся в условиях устойчивого понижения температуры и пульсационного режима щелочности, которым отвечает смена парагенезисов в ряду: $\text{Пи} + \text{Ро} + \text{Би} \rightarrow \text{Ро} + \text{Би} \rightarrow \text{Би}$. Понижение активности щелочей фиксировалось исчезновением пироксена с возникновением на его месте роговой обманки, а на регрессивной стадии процесса происходило замещение роговой обманки биотитом с образованием аляскитовых биотитовых гранитов.

Рассматриваемые процессы гранитизации по мере их усиления приводили к мобилизации вещества гранитоидного состава в виде расплава с одновременным высокотемпературным метасоматическим и магматическим замещением кристаллических сланцев. При этом вначале происходила мобилизация вещества наиболее лейкократовых гранитоидов (аляскиты, граниты), а по мере усиления рассмотренные процессы приводили к мобилизации в виде расплава вещества гранитоидов и более основного ряда (гранодиориты и плагиограниты) и к одновременным процессам перераспределения вещества. Таким образом, в результате палингенно-метасоматического гранитообразования при всех прочих равных условиях вначале возникал расплав, дававший начало аляскитовым гранитоидам. Затем образовывался расплав все более основного состава, содержащий большое количество реликтовых зерен плагиоклаза и темноцветных минеральных составляющих исходных переработанных пород, отвечавший по составу гранодиоритам, плагиогранитам, реже — кварцевым диоритам. В то же время количество расплава относительно кислого состава, обогащенного летучими и щелочными компонентами, также продолжало увеличиваться за счет инфильтрационно-анатектической гранитизации самого расплава.

В участках наиболее интенсивного проявления палингенно-метасоматического гранитообразования в условиях прогрессивного нарастания щелочности среды в результате повышения главным образом потенциала калия формировались мигматит-плутоны, а затем и мигма-плутоны. В тектонически активных участках рассматриваемое гранитообразование сопровождалось интрузией возникавшего расплава и явлениями реоморфизма с формированием интрузивно-анатектических и интрузивно-реоморфических гранитоидов, чему способствовали увеличение объема гранитоидного расплава (см. рис. 60) и высокая флюидизация расплава трансмагматическими растворами, приводившая к увеличению объема в момент снятия нагрузки [586].

Интрузивно-анатектические гранитоиды (см. табл. 11,

рис. 59) представляли собой результат выжимания части расплава гранитного состава, образовывавшегося в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования с последующей раскристаллизацией этих порций в более высоких горизонтах зоны ультраметаморфизма*. Как правило, их продукты представляли собой эвтектические или субэвтектические образования, эволюция которых подчинялась закономерностям, установленным эмпирически и экспериментально для пород ортомагматического происхождения. Формирование интрузивно-анатектических гранитоидов проходило в следующих условиях: $650-1000^{\circ}\text{C}$, $p_{\text{л}}=3\div 8$ и $p_{\text{H}_2\text{O}}=1,5\div 4$ кбар (см. рис. 59, поле 3).

Образованию интрузивно-анатектических гранитоидов благоприятствовали условия гравитационной неустойчивости, возникавшие в случае развития опережающей палингенно-метасоматической гранитизации на большом пространстве и в пределах значительной по мощности толщи пород. Эти условия определялись возрастанием общего содержания мобильных фаз — сосуществовавших порового насыщенного водой анатектического расплава и инфильтрационных потоков жидкообразных надкритических растворов. При содержании мобильных фаз более 26% общего объема пород гранитизированные массы приобретали свойства, эквивалентные свойствам неконсолидированных осадков, способных течь при проявлении градиента давления [536]. Такие условия характерны для мегаструктур воздымания в пределах подвижных областей, находившихся на стадии консолидации, и приводили к формированию интрузивно-реоморфических гранитоидов.

Интрузивно-реоморфические гранитоиды (см. табл. 11, рис. 59) развивались в результате пластического течения, выжимания и интрузии материала ранее образованных и консолидированных гранитоидных пород в условиях высокой механической подвижности минеральной массы при отсутствии или ограниченном участии жидкой фазы (расплава или раствора). Необходимым условием для этого являлось воздействие на породы, находившиеся в области pT выше кривой предела текучести (см. рис. 59) мощного тангенциального сжатия, на которое толща пород реагировала как пластичное гомогенное тело. Пластическое течение вещества без существенного его расплавления происходило в земной коре в самых различных масштабах — от локальных будинаж-структур до огромных диапир-плутонов (гранито-гнейсовых куполов, или мигматит-плутонов). Формирование интрузивно-реоморфических гранитоидов течения и плавления происходило в условиях $350-1000^{\circ}\text{C}$, $p_{\text{л}}=1,5\div 7$ и $p_{\text{H}_2\text{O}}=0,3\div 3,5$ кбар.

* Максимальная величина проникновения магмы от очага ее образования примерно 6000—7000 м [363].

По мере консолидации пород, связанной с восходящими тектоническими движениями, происходила и раскристаллизация расплава, возникшего в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования. При этом в начале кристаллизовался расплав, отвечавший более основным разностям гранитоидов (кварцевые диориты — плагиограниты)*. Затем кристаллизовался расплав, давший плагиограниты — гранодиориты и граниты. В то же время расплав более кислого состава, насыщенный щелочными и летучими химическими компонентами, сохранял свою подвижность и еще в большей степени насыщался этими компонентами и различными редкоземельными и рассеянными элементами, поступавшими в него как в процессе кристаллизационной дифференциации расплава в пределах определенного уровня земной коры, так и в результате выноса их из глубинных участков коры трансмагматическими растворами.

Переход определенного уровня земной коры в условия меньших температур и давлений приводил к консолидации и этого расплава как *in situ*, так и в виде многочисленных интрузий и жил существенно калиевополевошпатовых и аляскитовых гранитов, часто обогащенных такими акцессорными минералами, как торит, циркон, ортит, ксенотим, монацит и др. В конечные стадии консолидации пород возникали пегматоидные аляскитовые граниты, также обогащенные указанными акцессорными минералами как *in situ* с постепенными переходами в аляскитовые и мезократовые граниты, так и в виде жил, секущих все другие гранитоиды.

При этом продукты каждой из рассмотренных стадий гранитообразования нередко подвергались гранитизации под воздействием гранитоидов и связанных с ними растворов последующих стадий.

Образование пегматоидных пород с гигантозернистыми текстурами, по-видимому, свидетельствует о локальной концентрации летучих компонентов, возникшей в некоторых зонах и участках среди аляскитовых гранитоидов. Такое обогащение летучими компонентами приводило, с одной стороны, к образованию расплава, наиболее долго сохранявшего свою подвижность, с другой — к насыщению его рассеянными и редкоземельными элементами. Образование пегматоидных пород в ряде случаев происходило при проникновении летучих компонентов по ослабленным зонам, что приводило к перекристаллизации с некоторым привнесом-выносом вещества гранитоидов и к образованию за их счет метасоматических пегматитов. Пегматоидные породы очень часто содержат повышенное количество таких акцессорных минералов, как циркон, торит, ортит, монацит, ураноторит.

* Однако в случае насыщения водой и летучими расплава указанного состава рассматриваемая последовательность могла нарушаться

Палингенно-метасоматическое гранитообразование переходной зоны (чарнокитообразование) и зоны дегранитизации

Палингенно-метасоматическое гранитообразование зоны дегранитизации и переходной зоны между зонами гранитизации и дегранитизации (см. табл. 27, 28) развивалось в условиях гранулитовой фации при незначительном $p_{H_2O} = 1 \div 2$ кбар и при возрастающей температуре (750—1000°С) по мере увеличения глубинности процесса, p_L которого 7—13 кбар (см. табл. 29, 30, рис. 52, 59), что согласуется с опытными данными [51, 193—195], результатами парагенетического анализа [244—247, 261—266, 324, 325, 464, 465 и др.], а также минералогической термо- и барометрии [153, 202—204, 224, 241, 245, 248, 324, 325, 464, 465, 608] (см. табл. 4, 11, 19). Однако подобные давления и температура фиксируют, по-видимому, установление равновесных парагенезисов гранулитовой фации. Начало процесса гранитообразования могло происходить в условиях температур амфиболитовой, а при геотермическом градиенте, превышающем 96°С/км, продолжаться в условиях температур гранулитовой фации, но незначительного литостатического давления (до 3—5 кбар), что следует из рис. 59 (см. табл. 27). Консолидация палингенно-метасоматического расплава с образованием чарнокитов и эндербитов, по-видимому, происходила уже в условиях больших глубин зоны дегранитизации (см. табл. 27). Получаемые для ряда чарнокитов более низкие значения температур (600—700°С, см. табл. 19), по-видимому, характеризуют так называемые метасоматические «псевдочарнокиты».

Для палингенно-метасоматического гранитообразования характерно: а) увеличение с глубиной вначале активности К на фоне достаточно высокой подвижности и выноса Na и перехода от нейтральных условий минералообразования к слабощелочным (см. табл. 27, зона чарнокитообразования; рис. 61, зона III; $T = 700 \div 1000^\circ\text{C}$, $p_L = 7 \div 11$; $p_{H_2O} = 0,5 \div 2$ кбар); б) затем увеличение на еще большей глубине активности Na на фоне повысившейся подвижности и выноса K и перехода к очень слабощелочным условиям (см. табл. 27, зона эндербитообразования; рис. 61, зона II; $T = 800 \div 1000^\circ\text{C}$, $p_L = 9 \div 13$, $p_{H_2O} = 0,3 \div 1$ кбар); в) наконец, увеличение с еще большей глубиной активности Al на фоне повысившейся подвижности и выноса Na и перехода к нейтральным—слабокислотным условиям минералообразования (см. табл. 27, зона глиноземистого эндербитообразования; рис. 61, зона I; $T = 900 \div 1000^\circ\text{C}$, $p_L > 10$, $p_{H_2O} < 1$ кбар).

Указанная эволюция температуры, давления и характера растворов приводила к смене с глубиной ассоциаций пород формации щелочноземельных (калиевых) чарнокитовых гранитов породами формации чарнокитовых плагиогранитов (эндер-

битов) и породами формации глиноземистых чарнокитовых плагиогранит-диоритов (глиноземистых эндербитов) (см. табл. 27).

Палингенно-метасоматические гранитоиды формации калиевых чарнокитовых гранитов формировались в граничных между амфиболитовой и гранулитовой фациями условиях и представлены существенно кварц-ортоклазовыми гиперстен-биотитовыми гранитами-гранодиоритами (чарнокитами) и изофациальными с ними, но отличными по режиму щелочности процесса калиевыми гранитоидами с Алм и Корд, а также некоторыми известково-щелочными существенно плагиоклазовыми гранитами с Pm и Ро. Существенной особенностью гранитоидов рассматриваемого уровня являются однообразие минеральной парагенезисов, обогащенность калиевого полевого шпата (промежуточного или высокого ортоклаза) На (см. табл. 28).

В процессах более глубинного гранитообразования все большее значение приобретали помимо гранитизации явления дегранитизации, а процессы инфильтрации трансмагматических растворов все больше уступали место явлениям диффузионного характера в связи с возрастающей ролью электролитической диссоциации воды в расплаве [146, 147].

На уровне формирования чарнокитовых плагиогранитов наиболее типичными продуктами рассматриваемого гранитообразования являлись натровые глиноземистые чарнокиты (эндербиты) с гиперстеном, гранатом и клинопироксеном. Эти породы имеют полиминеральный состав, реакционные отношения водных минералов с безводными, относительную обогащенность Na, Ca, Fe и Mg.

Формированием на еще более глубинном уровне глиноземистых плагиогранитов-диоритов замыкалось на глубину палингенно-метасоматическое гранитообразование, представлявшее собой на этом уровне по существу уже передовую переходную зону от уровня глубин процессов дегранитизации к зоне базификации остаточно-замыкающего типа [361, 365]. В пределах этой передовой переходной зоны в тесной пространственной связи с глиноземистыми эндербитами распространены тела анортозитового и лейконоритового состава [566, 609]. В более глубинных условиях рассматриваемое гранитообразование этого уровня, по-видимому, переходило в зону как палингенно-метасоматического, так и главным образом метасоматического анортозитообразования, определявшегося температурой более 875°C при $p_{\text{H}_2\text{O}} = 750$ бар [609], которая может рассматриваться как тыловая переходная* зона к области остаточной замыкающей базификации. Подобная зона базификации по существу является «базальтовым» слоем земной коры, будучи представленным породами апофиолитовой формации (пироксен-плагио-

* В. В. Жданов зону анортозитизации рассматривает как зону базификации, включая ее в «базальтовый» слой земной коры [131].

класовые кристаллические сланцы, габбро-нориты, нориты, пироксениты). Детальное рассмотрение ее дано в работах [129—131, 291 и др.].

В зависимости от интенсивности водно-теплого потока, режима p_{H_2O} и щелочности инфильтровавшихся растворов процессы палингенно-метасоматического гранитообразования, отвечавшие зоне дегранитизации (см. табл. 27), могли целиком смещаться из области гранулитовой в область условий амфиболитовой фации. В этом случае в условиях амфиболитовой фации получали развитие палингенно-метасоматические плагиограниты-кварцевые диориты формации мигматит-плагиогранитов или даже формации глиноземистых мигматит-плагиогранитов. При этом формация калиевых чарнокитовых мигматит-гранитов могла полностью выпадать из указанной зональности, палингенно-метасоматического гранитообразования (см. табл. 28 [369]). Следует особо подчеркнуть тот факт, что в природе приходится иметь дело, как правило, не с чарнокитовыми комплексами «чистой линии», а с образованиями полигенной природы. Полигенный характер гранитоидов обусловлен совмещением в пространстве гранитоидов прогрессивной и регрессивной стадий, которые к тому же нередко осложнены минеральными парагенезисами, сформированными в процессе более поздней метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма, сменявшими палингенно-метасоматическое гранитообразование на его регрессивной стадии.

На основании ранее изложенных данных можно полагать (см. рис. 59), что процессы чарнокитообразования осуществлялись первоначально при значительной насыщенности системы гранитообразования летучими и, в частности, водой, а это создавало условия расплавления даже при весьма высоком литостатическом давлении. И лишь прекращение миграции растворов из подкоровых глубин, по-видимому, могло явиться главным фактором перехода минеральных парагенезисов амфиболитовой фации в парагенезисы «сухих» условий гранулитовой фации (см. табл. 29) и консолидации палингенно-метасоматического расплава с формированием чарнокитов и эндербитов (см. табл. 28).

Именно с этим этапом, по-видимому, связано и «высушивание» метаморфогенных и палингенно-анатектических гранитоидов с формированием в них минерального парагенезиса гранулитовой фации «сухих условий». Следует иметь в виду, что формирование этих гранитоидов происходило главным образом в сининверсионную стадию развития складчатой области на уровне формирования палингенно-метасоматических гранитоидов ультраметаморфизма воздымания стадии гранитизации. Палингенно-анатектические гранитоиды уровня «сухих» гранитоидов гранулитовой фации, относимые к продуктам ультраметаморфизма погружения и представленные послойными телами

чарнокитовых гранитов, эндербитов и глиноземистых эндербитов, формировались главным образом в результате дегранитизации палингенно-анатектических расплавов в условиях перехода от тектонического режима погружения к инверсионно-складчатой стадии.

В связи с этим подобные «послойные» гранитоиды по структурно-текстурным особенностям имеют много общего с палингенно-метасоматическими, а не с метаморфогенными гранитоидами, что отражает определенную роль в образовании этих гранитов процессов палингенно-метасоматического замещения. Общие закономерности гранитообразования для рассматриваемых образований стадии ультраметаморфизма погружения в условиях зоны дегранитизации в целом тождественны палингенно-метасоматическому гранитообразованию зоны дегранитизации ультраметаморфизма воздымания. Различия имеются лишь в тектоническом режиме, в характере процесса и переноса компонентов, которое осуществлялось главным образом путем диффузии, приводя к диффузным взаимоотношениям этих палингенно-анатектических гранитоидов с вмещающими их кристаллическими сланцами и заключенными внутри них скиалитами субстрата.

Процесс палингенно-метасоматического эндербитообразования, будучи резко неравновесным, протекал в условиях от слабощелочной до слабокислотной среды (см. табл. 27) с поглощением энергии в условиях значительной и дифференциальной подвижности таких петрогенных компонентов, как K, Na и Si (см. рис. 61, зоны I—III).

1. Общей тенденцией к увеличению содержания в процессе гранитообразования* обладали (см. табл. 27, 28; рис. 61): а) в зоне чарнокитообразования K, Si, Ba, Pb, Sr, U (зона III) (Al ведет себя геохимически инертно); б) в зоне эндербитообразования Na, Al (в верхней части ее Si), Cu, La, Li, Pb, Sr, Th, TR, U, Zr (зона II); в) в зоне глиноземистых эндербитов Al, Ca (зона I).

2. Общей тенденцией к уменьшению содержания в процессе гранитообразования обладали летучие вещества (H_2O , F, B, Cl), такие петрогенные элементы, как Fe, Mg, Mn, Ti, и рудные элементы — Cr, V. Кроме того, подобной тенденцией обладали: а) в зоне чарнокитообразования Ca, Cu, Co, Na, Ni, Sc, TR, Zr (зона III); б) в зоне эндербитообразования K, Y, I (зона II); в) в зоне глиноземистых эндербитов Na, Si. При этом устанавливается, что в зоне чарнокитов менее всего изменялось содержание Al.

* Это увеличение содержания компонентов в единице объема породы связано как с их привносом, так частично (например, для Al) и в результате метасоматической контракции пород в процессе выноса других элементов. Данные о направленности процесса химизма приведены с учетом результатов исследований [204, 224, 242, 289, 345 и др.].

Зональность, выраженная в смене указанных типов гранитоидов с глубиной (см. табл. 28), может быть связана с процессом выноса воды и других летучих* в направлении меньших температур и давлений, т. е. к дневной поверхности**. Глубинные зоны земной коры в связи с увлечением водой и другими летучими различными элементами будут обедняться в различных своих частях некоторыми из таких элементов, как Si, K, Na, в меньшей степени Al (см. табл. 27, рис. 61).

Преимущественный вынос из расплава щелочей может быть обусловлен их повышенной растворимостью в перегретом водяном паре при высоком давлении [569]. Растворимость других породообразующих элементов в перегретом водяном паре в этих условиях ничтожна или даже равна нулю [159] и увеличивается в основном за счет образования легкорастворимых комплексных соединений [33, 66, 297, 309, 427 и др.].

Миграция воды в верхние части земной коры обуславливала вынос щелочей из глубинных ее частей и приводила к концентрации их в верхних горизонтах. Это связано с уменьшением растворимости щелочей в водяном паре, в том числе и во флюидах [296] и с распадом комплексов [33, 66, 427 и др.] по мере уменьшения давления и температуры, что приводило к их выделению в минералах [137, 159, 338, 493, 569, 570]. Для некоторых интервалов температуры ее повышение сопровождалось понижением растворимости щелочей на общем фоне возраставшей растворимости [338]***.

Вынос Si из глубинных частей земной коры может быть также обязан повышению растворимости кремнезема в воде при увеличении давления и, хотя и в меньшей степени, температуры [297, 338, 478—481]. Поведение Al более сложно в связи с его амфотерными свойствами, благодаря которым он в зависимости от кислотности-щелочности среды обладал различной способностью к комплексообразованию и разной растворимостью и, следовательно, различным коэффициентом увлекаемости в инфильтрующихся растворах.

Возникавшая таким путем зона остаточной базификации имела определенную зональность, обусловленную дифференциальной диффузионной подвижностью Mg, Fe, Ca, Mn, а также процессами селективного предшествующего выноса K, Na, Si и в меньшей степени других элементов (см. рис. 61).

Наряду с формированием палингенно-метасоматических и метасоматических чарнокитов в результате гранитизации и дегранитизации имело место также образование комплекса пород

* См. с. 285—286.

** Эта тенденция фиксируется, в частности, в уменьшении содержания воды в гранитоидах с глубиной (см. рис. 59, 61), что, однако, не исключает и их самостоятельного диффузионного перемещения.

*** О причинах различного поведения K и Na в подобном процессе см. с. 270.

и под влиянием процесса аноксидации, в результате кальциево-натриевого метасоматизма, связанного с развитием на больших глубинах зоны аноксидации, рассмотренной в работах [130, 131, 291 и др.]. В этом случае процессы кальциево-натриевого замещения субстрата среднего и основного состава приводили к образованию метасоматических аноксидов и плагиоклазитов, а замещения пород кислого состава — к формированию чарнокитов и эндрбитов.

В результате последнего процесса, как и вследствие чарнокитообразования стадии деградации, возникали гранит- и гранодиорит-чарнокиты глиноземистого типа, плагиограниты (эндрбиты), кварцевые диориты, кварцевые монзониты, андезиты с минеральными парагенезисами, отвечающими условиям гранулитовой фации. Минеральный парагенезис обоих видов чарнокитовых и эндрбитовых гранитоидов представлен такими минералами, как Кв, Пл № 30—40, Кпш с упорядоченностью 0,0—0,5 и содержанием альбитовой молекулы до 40%, Гип, Пи_м, Би, Ро, Корд, Гр, Сил (см. рис. 28). Зависимость минеральных фаций чарнокитов от условий их формирования, режима кислотности-щелочности, температуры и давления, а также состава исходных пород рассмотрена в работах [246, 261, 262, 266, 608, 613 и др.].

§ 2. Метасоматическое гранитообразование и кремнещелочной метасоматизм

Рассматриваемый тип гранитообразования характерен для малых и средних глубин земной коры складчатых областей в стадии главных фаз складчатости, начала и завершения консолидации складчатых структур. Образование гранитоидов этого типа связано с развитием процессов метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма. Эти процессы, развивавшиеся в верхних горизонтах земной коры (до уровня зоны деградации), являлись эквивалентом палингенно-метасоматического гранитообразования больших глубин (см. табл. 27, 28, рис. 61).

Метасоматическое гранитообразование имело много общего с палингенно-метасоматическим, отличаясь от последнего отсутствием следов плавления, что обусловлено или меньшими температурами процесса, или большей величиной литостатического давления (см. рис. 52, 59 и табл. 30). Главнейшие черты образовавшихся гранитоидов и кварц-полевошпатовых метасоматитов определялись их формированием в результате напряженного кремнещелочного метасоматизма, протекавшего в условиях повышения температуры и щелочности гранитизирующих растворов на прогрессивном этапе кремнещелочного мета-

соматизма. При этом процесс кремнещелочного метасоматического замещения в целом сопровождался экзотермическим эффектом реакций [151, 192, 236 и др.] и, по-видимому, раз начавшись, проходил самопроизвольно (без притока энергии извне) [153, 236] до окончания поступления растворов, приводя к формированию метасоматической мегазональности (см. табл. 27 и 31). Несомненно, что в строении этой мегазональности помимо теплового эффекта метасоматических процессов и интенсивности инфильтрации растворов играла не меньшую роль совокупность ряда других факторов. К таковым могут быть отнесены тектонический режим (см. табл. 30) процесса метасоматизма, состав перерабатываемых пород, состав растворов и насыщенность его летучими, рудными и комплексообразующими веществами (см. рис. 61). При достижении экстремальных значений таких параметров, как T , μK и μNa , и при изменении их в сторону понижения развивались гранитоподобные кварц-полевошпатовые метасоматиты регрессивного этапа кремнещелочного метасоматизма. Пространственно подобные метасоматиты нередко совмещены с полями развития метасоматических и палингено-метасоматических гранитоидов (см. табл. 27 и 28).

При этом установлено, что зоне палингено-метасоматической и пространственно с нею связанной метасоматической гранитизации предшествовал фронт регионально развитой метасоматической гранитизации и перекристаллизации пород, мощность которого, однако, не превышала 1,5—2 км [363].

Для продуктов метасоматического гранитообразования и кремнещелочного метасоматизма характерно закономерное изменение состава по мере удаления вверх от зоны палингено-метасоматического гранитообразования. Имеет место следующая грубая одновременно возникавшая зональность метасоматитов: 1) Кв—Пл—Орт и Кв—Орт, Кв—Пл—Ми и Кв—Ми (формировались в диапазоне условий от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации); 2) Кв—Аб (в условиях от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций); 3) Кв—Ад (в условиях филлитовой субфации зеленосланцевой фации). При этом кварц-плагиоклаз-ортоклазовые и кварц-ортоклазовые метасоматиты частично развивались и на уровне палингено-метасоматического чарнокитообразования зоны гранитизации в условиях гранулитовой фации (см. табл. 27).

Анализ закономерностей строения и состава продуктов кремнещелочного метасоматизма различных условий формирования позволил включить их в формационно-генетический ряд кварц-полевошпатовых метасоматитов [366, 369, 374]. В зависимости от условий образования в пределах этого ряда выделен ряд метасоматических формаций* (см. табл. 28), а по харак-

* В том числе четыре формации продуктов кремнещелочного метасоматизма Кв-Орт-, Кв-Ми-, Кв-Аб-, Кв-Ад-метасоматитов [369, 381, 382].

ТАБЛИЦА 31

Формационное деление и обобщенная метасоматическая колонка кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов

№ п/п	Формационный тип (формация) метасоматитов	Режим минералообразования		Минеральные парагенезисы
		Температура, °С	Эволюция кислотности — щелочности	Типоморфные
1	Кварц-ортоклазовых	650 ↓ 535	Слабокислые ↓ Щелочные	$\pm \text{Кв} \pm \text{Кпш}^{[0,5-0,8]} \pm$ $\pm (\text{Пл}_{20-50})$
2	Кварц-микроклиновых	540 ↓ 400	Щелочные ↓ Кислые	$\pm \text{Кв} \pm \text{Кпш}^{[0,8-1,0]} \pm$ $\pm (\text{Пл}_{5-20})$
3	Альбититов (кварц-альбитовых)	400 ↓ 300	Кислые ↓ Слабощелочные	$\pm \text{Кв} \pm \text{Пл}_{0-10}$
4	Гумбеитов (кварц-адуляровых)	350 ↓ 300	Слабощелочные ↓ Щелочные	$\pm \text{Кв} \pm \text{Кпш}^{[0,0-0,5]}_{0-10}$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 31

№ п/п	Дополнительные минеральные парагенезисы	
	В породах, бедных СаО	В породах, богатых СаО
1	\leftarrow $\pm \text{Алм}_{70-90} \pm$ Сил \downarrow Би ₆₀₋₈₀ \pm Корд ₇₀₋₈₀ \downarrow Амф ₇₀₋₉₀ \pm Мт	\leftarrow $\pm \text{Пи}_{13-65} \pm$ Акт ₁₇ \downarrow Ск ₆₀₋₈₀ \pm Би ₅₋₅₅ \pm Амф ₆₀₋₉₇ \pm \downarrow Ро ₂₉₋₅₅ \downarrow Гр ₁₀₋₅₀ \pm Мт \downarrow Ка
2	$\pm \text{Му} \pm$ $\left[\begin{array}{l} \text{Би}_{80-100} \pm \text{Алм}_{90-100} \\ \text{Би}_{40-50} \pm \text{Спес}_{30-45} \\ \text{Би}_{20-30} \pm \text{ХлFe} \end{array} \right] \pm \text{Ту} \pm \text{Мт}$ \downarrow	$\pm \text{Пи}_{\text{щ}} \pm \text{Акт}_{30-45} \pm$ $\left[\begin{array}{l} \text{Гр}_{0-10} \pm \\ \text{Амф}_{97-100} \end{array} \right] \pm \text{Мт}$ \downarrow \downarrow Эп ₃₀₋₃₄ \downarrow Эп ₂₀₋₃₀ $\pm \text{ХлFe} \pm \text{Би}_{20-30}$
3	$\pm \text{Хл} \pm \text{Эп}_{2-14} \pm$ \rightarrow Му \downarrow Би ₅₋₂₀ \pm Мт \downarrow Кпш ₀₋₁₀ ^[1,00]	$\pm \text{ХлMg} \pm$ Му \downarrow Эп ₂₋₂₀ \pm Акт ₀₋₁₅ \pm Та \pm Ант \downarrow Сп \pm Мт
4		$(\pm \text{Пл}_{0-10}) \pm \text{Карб} \pm$ Сер \pm Хл ^{Mg} \downarrow Би ₃₋₁₅

* Штриховые стрелки указывают изменение парагенезисов при увеличении кислотности растворов, а сплошные — при увеличении щелочности.

теру распределения в пространстве — три структурно-формационные ассоциации [369]: а) метасоматиты регионально-площадного распространения; б) метасоматиты зон региональных разломов; в) авто- и контактовые метасоматиты (см. табл. 28). При этом продукты авто- и контактового кремнещелочного метасоматизма в литературе описывают под такими названиями, как продукты высокотемпературного кремнещелочного послемагматического метасоматизма гранитоидов, или апограниты, с выделением среди них формаций альбититов, грейзенов и т. д. [3—5, 31, 32, 136, 186, 393, 459 и др.].

Взаимоотношение рассматриваемых типов метасоматитов между собой, их положение в общем разрезе земной коры с выделением соответствующих структурно-формационных ассоциаций, а также типоморфные минеральные парагенезисы этих типов (формаций метасоматитов) отражены в табл. 28, а наиболее общие условия их формирования — в табл. 27.

Поскольку наиболее полно и последовательно рассматриваемые метасоматиты проявлены в зонах глубинных разломов, то и рассмотрение главнейших закономерностей метасоматического графитообразования и кремнещелочного метасоматизма дано на примере образований зон региональных разломов. Это позволяет проследить взаимосвязь кремнещелочного метасоматизма с общими явлениями гранитообразования и наметить общую его эволюцию по мере перехода во все менее глубинные условия. Главнейшие закономерности типоморфных и дополнительных минеральных парагенезисов продуктов кремнещелочного метасоматизма зон региональных разломов (см. табл. 31) тождественны для метасоматитов регионально-площадного распространения и в целом отражают таковые и для авто- и контактовых метасоматитов [381]. Имеющиеся различия не принципиальны и могут быть почерпнуты из соответствующих работ [5, 31, 32, 136, 186, 274, 394 и др.]. В то же время особенности развития продуктов кремнещелочного метасоматизма в пределах зон региональных разломов позволяют выявить их генетическую связь с общим процессом петрогенеза и установить определенную зональность в распределении продуктов таких метасоматических процессов, как грейзенообразование (грейзенизация), скарнообразование, пропилитизация, альбитизация, березитизация и др., а следовательно, и метасоматического рудообразования. Таким образом, именно при анализе продуктов кремнещелочного метасоматизма зон региональных, в том числе и глубинных, разломов наиболее полно выявляются также зональность эндогенного метасоматизма в общем разрезе земной коры и пространственные и генетические взаимосвязи различных метасоматических формаций, в том числе рудоносных, имеющих промышленный интерес.

Закономерности пространственного размещения кремнещелочных метасоматитов обусловлены их локализацией в зонах

разломов и прямой зависимостью от особенностей формирования этих зон разломов. Выделяются две основные категории разломов: пограничные и внутренние.

Пограничные разломы развивались на сочленении структурно-разнородных зон земной коры, представляли собой преимущественно структуры глубинного заложения, которые характеризовались «сквозным» развитием на протяжении нескольких геологических эпох, крупными масштабами и интенсивностью метасоматических процессов. Наиболее типичны глубинные разломы на стыках древних кристаллических массивов (щитов) и подвижных зон — краевые структурные швы. Рассматриваемые разломы представлены серией разрывных нарушений сбросового или надвигового типа, облекающих раздробленные блоки фундамента, с цепочками разновозрастных интрузивных массивов, а в ряде случаев и поясами вулканитов. Характерным элементом строения зон глубинных разломов являются зоны и участки диафоритов. Глубинные разломы надвигового и чешуйчато-надвигового типов, как правило, выражены зонами милонитов и рассланцевания, мощность которых достигает нескольких километров, а протяженность — десятков и сотен километров. В некоторых случаях в пределах таких зон «притертого» типа проявлены сопряженные с ними структуры растяжения, которые выполнены интрузиями гранитоидов, как правило, интрузивно-реоморфического типа. Эти гранитоиды сингенетичны рассматриваемым метасоматитам, развитым в зонах милонитов, и имеют с ними общий источник вещества [365, 369]. Примерами разломов рассматриваемого типа являются глубинные разломы на границе Алданского щита и хребтов Станового и Джугджура [27, 113, 358, 452], а также в пределах хр. Джагды-Тукурингра [115, 116, 377—379].

Внутренние региональные разломы формировались в пределах кристаллических массивов или подвижных зон в относительно однородной среде. Они выражены зонами милонитов, тектонитов, брекчирования и трещиноватости. Мощность их — от долей до нескольких десятков, реже первых сотен метров, протяженность — от первых сотен метров до нескольких километров, реже до 10—30 км. Примерами разломов подобного типа являются милонитовые швы Алданского щита [148—150, 363], Буреинского массива [359], Украинского кристаллического массива [3, 119, 219, 220], Балтийского щита [189] и Русской платформы [73] и др. Характерной особенностью формирования рассматриваемых разломов является неоднократное возобновление тектонических движений с подновлением тектонических деформаций. Эта особенность обусловила многостадийность и разновозрастность развитых в их пределах кварц-полевошпатовых метасоматитов [363, 379, 382]. Возраст рассматриваемых метасоматитов варьирует от позднего археозоя [73, 119, 189, 219, 363 и др.] до мезозоя [115, 358, 378, 379 и др.].

Кварц-полевошпатовые метасоматиты зон региональных разломов, как уже отмечалось, представлены следующими типами: Кв — Пл — Орт (Кв — Орт), Кв — Пл — Ми (Кв — Ми), Кв — Аб (альбититами) и Кв — Ад (гумбентами). Закономерности формирования метасоматитов и их минеральный парагенезис определялись давлением, температурой, а также щелочностью растворов, находившейся в зависимости от температуры и состава замещаемых пород (см. табл. 31).

Высокотемпературный кремне-калиевый метасоматизм

Высокотемпературный кремне-калиевый метасоматизм, представлявший собой переходное звено от палингенно-метасоматического гранитообразования к высокотемпературному пневмогидротермальному метасоматизму, развивался в условиях прогрессивного кремнещелочного метасоматизма и приводил к формированию кварц-плагиоклаз-ортоклазовых и кварц-ортоклазовых метасоматитов формации кварц-ортоклазовых метасоматитов (см. табл. 31 [382]). Процесс метасоматического породообразования развивался главным образом в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (см. табл. 29, 30) в интервале 650—540°С, реже — гранулитовой фации при 800—650°С, в целом при понижении активности Na и возрастающей активности K и изменении режима минералообразующих растворов от слабокислых-нейтральных — к слабощелочным по мере как уменьшения температуры процесса, так и ее увеличения от рубежа 600—650°С (см. табл. 27).

В процессе метасоматизма в целом на всех стадиях процесса приносились K, Na, Si, Ba, Pb (см. рис. 61). На последних стадиях процесса в щелочных аляскитовых и пегматоидных разностях метасоматитов накапливались также летучие (B, F, Cl, P и др.) и редкие и рассеянные элементы (Ba, Li, Pb, Sn, U, Th, TR, Zr и др.). В целом в процессе метасоматической переработки выносились: петрогенные элементы (Al, Ca, Fe, Mg, Mn, Ti), летучие вещества (B, F, H₂O, Cl, P и др.), редкие и рассеянные элементы (Ag, Co, Cu, Cr, Cs, Hg, Zr и др.). Выносимые элементы часто фиксировались в продуктах комплексной базификации, локализованных как вблизи, так и на значительном удалении от рассматриваемых метасоматитов (табл. 32).

Рассматриваемые метасоматиты, типоморфный минеральный парагенезис которых представлен в табл. 28 и 31, а дополнительный — в табл. 31, развивались как в процессе ультраметаморфизма (главным образом воздымания) на уровне палингенно-метасоматического гранитообразования и чарнокитообразования зоны гранитизации, находясь с ними в генетическом и пространственном единстве (см. табл. 27), так и выше этого уровня — вне видимой связи с гранитоидными комплексами или

же в апикальных частях интрузивно-анатектических и интрузивно-реоморфических гранитоидных массивов и во вмещающих их горных породах различного состава (см. табл. 27, 31).

Рассматриваемый кремне-калиевый метасоматизм, как уже отмечалось, развивался в условиях двух температурных интервалов, в зависимости отчего выделены две температурные фации метасоматического минералообразования: куммингтонитовая и гиперстеновая [25, 382]. Граница между этими фациями соответствует реакции разложения Ми и Кум на (Кв+Би) + Пл, Ро или Гр. Важной особенностью более низкотемпературной куммингтонитовой фации являлось помимо неустойчивости парагенезиса Кпш+Амф также ограниченное развитие парагенезисов с Пи и Гр.

Куммингтонитовая температурная фация отвечает продуктам кремне-калиевого метасоматизма, проявлявшегося как выше зоны палингенно-метасоматического гранитообразования, так и в ее пределах на уровне амфиболитовой фации (см. табл. 27). Породообразовании этой фации характеризовалось формированием метасоматитов в условиях нарастающих температуры и щелочности минералообразующих растворов.

Гиперстеновая более высокотемпературная фация отвечает продуктам кремнещелочного метасоматизма, развивавшегося на уровне палингенно-метасоматического гранитообразования в граничной зоне между амфиболитовой и гранулитовой фациями, а также палингенно-метасоматического чарнокитообразования в зоне гранитизации гранулитовой фации (см. табл. 27, 28). Большая часть метасоматитов этой фации формировалась в условиях понижения температуры при неустойчивом режиме щелочности растворов, сменяя во времени палингенно-метасоматическое гранито- и чарнокитообразование.

В целом продукты рассматриваемого кремнещелочного метасоматизма образованы в условиях прогрессивной направленности процесса, протекавшего в три стадии, последовательно сменявшие друг друга во времени и в пространстве, детально разобранные в работе [382] и отраженные в табл. 28. Наиболее отчетливо эти стадии устанавливаются для Кв-Орт-Пл-метасоматитов, бедных Са: стадия высокотемпературного кислотно-го выщелачивания → стадия собирательной перекристаллизации и высокотемпературного кремне-натриевого метасоматизма → стадия кремне-калиевого метасоматизма.

В зависимости от активности щелочей различаются фации метасоматитов низкой, умеренной, повышенной и высокой щелочности (см. табл. 31, 32).

Метасоматиты фации низкой щелочности характеризовались ограниченным развитием Кпш и Ро при широком распространении бесполовошпатовых пород с Пи, Гр, Кум. Примером таких пород являются скарноподобные образования, богатые Кв и Ск, которые развивались по магнезиальным скарнам, ам-

ТАБЛИЦА 32

Докембрийские рудно-метасоматические формации

Минерогенетическая эпоха	Генетически или парагенетически родственный комплекс пород	Формация	Минеральные	
			Ведущий для формаций	
Архейская	Предынверсионный метабазитов и метагипербазитов	Магнезиальных метасоматитов	± Гип ₅₋₂₆ ± Ол ₅₋₁₂	
	Предынверсионный глиноземистых чарнокитов (эндербитов) I этап ультраметаморфизма	Магнезиально-железистых метасоматитов	± Алм ₇₀₋₈₀	
	Сининверсионный палингено-метасоматических биотит-амфиболовых гранитов II этап ультраметаморфизма	Магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов	± Пн ₅₋₃₀	
	Постинверсионный интрузивно-анатектических аляски-товых гранитов II этап ультраметаморфизма	Кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов без-гроссуляровой фации глупбинности	± Кв ± Кпш ^[0,0-0,5] ₁₅₋₄₀ ± ± Пл ₃₀₋₅₀	
Прогерозойская	Постинверсионный интрузивно-анатектических гранитов и плагногранитов I этап тектоно-магматической активизации	Кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов гроссуляровой фации глупбинности	± Кв ± Кпш ^[0,5-0,75] ₁₅₋₄₀ ± Пл ₂₀₋₅₀	
	Постинверсионный интрузивно-реоморфических гранитов II этап тектоно-магматической активизации	Кварц-микроклиновых метасоматитов	± Кв - Кпш ^[0,75-1,0] ₁₀₋₁₅ ± Пл ₅₋₂₀	

* Условные обозначения см. стр. 7 и табл. 31.

парагенезисы

В породах, бедных Са

В породах, богатых Са

± Алм₅₅₋₇₀ ± Пи₁₀₋₂₀ ± Шп
↓ Пл₇₀₋₈₀

± Пл₅₀₋₇₀ ± Пи₄₅₋₅₀ ± Мт
↓ Гип₅₀₋₆₀

± Би (Фл)₀₋₃₀ ± Ро₁₅₋₄₀ ± Шп
↓ Мт ± Пл₃₀₋₅₀

± Гип₄₈ ± Би₅₄₋₆₇ ±

Алм₇₀₋₈₄
Корд₃₀₋₄₀
↓ Кор

± Пи₁₂₋₅₅ ± Ро₂₈₋₅₅ ± Би₂₄₋₅₂

± Алм₈₀₋₉₀ ± Би₆₀₋₈₀ ±

Корд₇₀₋₈₀ ± Мт
↓ Кум₇₀₋₉₀

± Би₃₀₋₅₀ ±

Кум₆₀₋₉₇

± Пи₁₃₋₆₅ ±

Гр₅₀₋₉₀

↓ Ро₂₉₋₅₅

↓ Ка

± Би₃₀₋₄₀ ± Спе₂₄₋₃₆ ± Му ±

Турм
↓ Хл

± Би₉₀₋₅₀ ±

Му

↓ Эп₂₀₋₃₄ ± Акт₁₇₋₃₀

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 32

Минерогени- ческая эпоха	Формация	В породах, богатых Са, Mg, но бедных Si	Режим минерало- образования	
			T, °C	Характер растворов
Архейская	Магнезиальных метасоматитов	$\pm \text{Алм}_{55-70} \pm \text{Пи}_{10-20} \pm$ Шп Пл ₇₀₋₉₀	>900— 1000	Кислотный ↓ Щелочной
	Магнезиально-железистых метасоматитов	————— $\pm \text{Гип}_{6-24} \pm \text{Корд}_{15} \pm$ Шп Кор ± Мт Сапф	900— 1000	Слабоще- лочной ↓ Кислотный
	Магнезиально-железо- кальциевых метасоматитов	————— $\pm \text{Би (Фл)}_{0-30} \pm \text{Ро}_{15-40} \pm$ Шп Мт Пл ₃₀₋₅₀	800— 1000	Кислотный ↓ Щелочной
	Кварц-плагноклаз-ортоклазо- вых метасоматитов без- гроссуляровой фации глу- бинности	————— $\pm \text{Кв} \pm \text{Пи}_{5-20} \pm$ Парг Шп $\pm \text{Фл}_{5-17} \pm \text{Ск}_{60-80}$	800— 530	Слабоще- лочной ↓ Кислотный
Прогрессовская	Кварц-плагноклаз-орто- клазовых метасоматитов гроссуляровой фации глу- бинности	————— $\pm \text{Пи}_{5-36} \pm \text{Гр}_{20-60} \pm$ Кум ₇₀₋₁₀₀ ± Би ₅₋₃₀ Вол ± Ск ₅₀₋₇₀ Ка	650— 540	Слабокис- лотный ↓ Щелочной

Сущность процессов минералообразования	Рудно-геохимическая специализация метасоматитов	Структурная позиция, пример проявления
Оливинизация, гиперстенизация, эклогитизация	Титаномагнетитовое оруденение	Унгринско-Тимптонская конседиментогенная синклинозная структура. Киннэ-нэйский и Эвотинский глубинные разломы широтной ориентировки
Гиперстенизация, гранитизация, высокотемпературное кислотное выщелачивание	Титаномагнетитовое оруденение	Периферические части мигматит-плутонов и крупных плеквативных положительных структур. Нимыр-ский и Якокут-Ыллымахский мигматит-плутоны
Диопсидизация (скарнирование), амфиболитизация (метасоматические амфиболиты), биотитизация (слюдиты)	Магнетитовое оруденение	Периферические части мигматит-плутонов. Якокут-Ыллымахский, Хатыминский и др. мигматит-плутоны
Пегматитизация (фельшпатизация, окварцевание), скарнирование, флогопитообразование, редкометалльный минерогенез	Флогопитовое, магнетитовое и редкометалльное оруденение	Периферические части мигматит- и мигма-плутонов, зоны смятия и бластомилонитовые швы диагональной ориентировки. Ыллымахская, Эмельджакская, Канкунская зоны и др.
Пегматитизация, высокотемпературное кислотное выщелачивание, скарнирование, редкометалльный и борный минерогенез	Магнетитовое, редкометалльное и борное оруденение	Зоны динамического метаморфизма и ультраметаморфизма диагональной, реже ортогональной ориентировки. Алдакай-Неричинская, Усть-Унгринская зоны и др.

Сущность процессов минералообразования	Рудно-геохимическая специализация метасоматитов	Структурная позиция, пример проявления
Пегматитизация, серпентинизация, редкометальный минерогенез, хрусталеобразование (?)	Магнетитовое и редкометальное оруденение, горный хрусталь (?)	Зоны динамического метаморфизма и ультраметаморфизма ортогональной ориентировки. Амутская зона

нацит, ксенотим, циртолит, малакан, уранинит, торинит, апатит.

Кварц-ортоклазовые и кварц-плаггиоклаз-ортоклазовые метасоматиты, сформировавшиеся за счет богатых Са пород (см. табл. 31), характеризуются относительно высокой щелочностью (III—IV группы щелочности по [266]) и дополнительным парагенезисом ($\pm \text{Би} \pm \text{Кум} \pm \text{Алм} \pm \text{Гип} \pm \text{Ро} \pm \text{Пи} \pm \text{Гр} \pm \text{Ка} \pm \text{Мт}$; см. табл. 31). Рудно-геохимическая специализация их связана с привнесом U, Th, TR, Zr, Sn, Rb, Li и др. и определяется ураново-ториево-редкоземельной минерализацией: сфен, ортит, уранинит.

Кроме того, в условиях гиперстеновой температурной фации генетически и пространственно с кварц-плаггиоклаз-ортоклазовыми метасоматитами связан ряд флогопитовых, магнетитовых и боросиликатных проявлений типа магнезиальных скарнов [25, 27, 331]. Последние представляют собой продукты метасоматической базификации комплементарной кремне-калиевому метасоматизму и обусловлены привнесом таких элементов, как В, F, Cl, Fe, Са, Mg, Со, Ni, Cr, V, Сu, а также Р, Th, TR, U (см. табл. 32) [27, 279]. В условиях куммингтонитовой температурной фации кварц-плаггиоклазовые метасоматиты нередко сопровождалась крупными скоплениями апатита и магнетита.

При этом в случае проявления кремнещелочного метасоматизма, сопровождавшего палингенно-метасоматическое гранитообразование и интрузивно-анатектические гранитоиды, в пределах карбонатных пород, продукты его реализовывались в виде сложного комплекса железо-магнезиально-кальциевых и магнетитсодержащих метасоматитов: (Пи+Шп+Фл, Пи+Ск, Пи+Ск+Парг+Фл, Пи+Фл+Мт) [27, 279, 403]. Очевидно, кремнещелочной метасоматизм этой фации и связанное с ним палингенно-метасоматическое гранитообразование, обусловили развитие Ди-, Ди-Ро-, Ди-Скап-, Ди-Фл-, Ди-Мт-пород, являвшихся продуктами Fe-Mg-Са-метасоматической базификации,

комплементарной рассматриваемым процессам [27]. Формирование этих метасоматитов обусловлено привнесом Са, Fe, Mg, а также элементов-примесей (Cu, Co, Cr, Ni, V), редких элементов (Th, TR, U) и летучих (B, F, Cl, P) (см. табл. 32).

В ряде случаев отмечается формирование Шп-Ди-, Парг-Ди-, Флог-Ди-метасоматитов типа магнезиальных скарнов в процессе метасоматического преобразования основных плагиоклазовых сланцев в результате привноса K, Na, Al и выноса Mg, Ca. Оно сопровождалось привнесом гранитофобных элементов, таких как Co, Ni, Cr, V, Cu, а также гранитофильных — Zr, Sn, Li, Rb, F [331].

Среднетемпературный кремне-калиевый метасоматизм

Среднетемпературный кремне-калиевый метасоматизм, сменявший во времени и пространстве более высокотемпературный кремне-калиевый метасоматизм, приводил к образованию кварц-микроклиновых и кварц-плагиоклаз-микроклиновых метасоматитов формации кварц-микроклиновых метасоматитов (табл. 28 [381]). Процесс рассматриваемого метасоматического пороодообразования развивался в условиях, отвечавших режиму зеленосланцевой фации и низких ступеней эпидот-амфиболитовой фации в интервале температур главным образом 540—400°С (см. табл. 31, 32) в условиях высокой активности наряду с K, также и Na на фоне понижения общей щелочности минералообразующих растворов, обусловленной возрастающей активностью Na относительно K в связи и по мере понижения температуры растворов (см. табл. 27). В целом привносились (см. рис. 61), особенно на заключительных стадиях процесса: а) из петрогенных — K, Si; б) из летучих — B, F, Cl, P и др.; в) из редких и рассеянных — Ba, La, Pb, Rb, Nb, Sn, Ta, Th, Zr, на заключительных стадиях — U. В целом выносились: а) из петрогенных элементов — Al, Fe, Mg, Mn, Na, Ti; б) из летучих — H₂O; в) из редких и рассеянных элементов — Ag, Ba, Co, Cr, Cu, Hg, Ni, Sr, U, V, Zr (см. рис. 61). Выносимые элементы часто фиксировались в продуктах комплементарной высокотемпературной пропилитизации [45] пород, находившихся вблизи рассматриваемых метасоматитов или на значительном расстоянии. Метасоматиты, типоморфный минеральный парагенезис которых отражен в табл. 28, а дополнительный — в табл. 31, развивались как в связи с процессом ультраметаморфизма воздымания, находясь выше уровня палингено-метасоматического гранитообразования (см. табл. 27) в тесной генетической, а нередко и пространственной связи с породами формации кварц-ортоклазовых метасоматитов, так и вне видимой связи с гранитоидными комплексами или же в апикальных частях интрузивных гранитоидных массивов и во вмещающих их горных по-

родах различного состава (см. табл. 28). Породы формации кварц-микроклиновых метасоматитов — наиболее широко распространенные образования среди продуктов кремнещелочного метасоматизма.

Исключительно важную роль в процессе формирования кварц-микроклиновых и кварц-плагиоклаз-микроклиновых метасоматитов имел состав замещаемых пород, в зависимости от которого метасоматиты разделены на две группы (метасоматиты, богатые и бедные Са (см. табл. 31), в пределах каждой из которых в свою очередь выделяются по активности щелочей по две группы фаций (низкой и умеренной щелочности, повышенной и высокой щелочности; см. табл. 31). Кроме того, при первоначально высокой активности в растворах щелочей формировались кварц-микроклин-плагиоклазовые и кварц-микроклиновые метасоматиты, которые характеризуются независимостью состава дополнительного минерального парагенезиса от состава перерабатываемых пород (см. табл. 31).

Кварц-микроклиновые и кварц-плагиоклаз-микроклиновые метасоматиты, бедные Са (см. табл. 31), и все их фации характеризуются относительно низкой щелочностью (I—II группы щелочности по [266]) и рудно-геохимической специализацией на боросиликатную (турмалин, дюмортерит), редкометалльную (торит, тантало-ниобаты, касситерит, рутил, лепидолит) и слюдяную (мусковит) минерализацию. Кварц-микроклиновые и кварц-плагиоклаз-микроклиновые метасоматиты, богатые Са (см. табл. 31), и все их фации характеризуются относительно высокой щелочностью (IV группа щелочности) и рудно-геохимической специализацией на сфен-ортит-уранинитовую минерализацию. Кварц-микроклиновые метасоматиты, отвечающие единому высокощелочному ряду (V группа щелочности), характеризуются ураново-ториево-редкоземельной минерализацией. При наложении среднетемпературного кремне-калиевого метасоматизма на так называемые магнезиальные скарны, сопровождавшегося существенным привнесом лишь К и Rb, происходило интенсивное развитие в них флогопита с образованием промышленных скоплений [331].

Среднетемпературный кремне-натриевый метасоматизм

Среднетемпературный кремне-натриевый метасоматизм, сменивший во времени и в пространстве несколько более высокотемпературный кремне-калиевый метасоматизм, привел к образованию кварц-альбитовых метасоматитов и альбититов формации альбититов (см. табл. 28 [381]). Процесс рассматриваемого метасоматического преобразования пород развивался в условиях, отвечавших режиму зеленосланцевой и высокотемпературных ступеней цеолитовой (филлитовой) фаций в интер-

вале температур главным образом 400—300°С (см. табл. 31, 32) в результате кремнещелочного метасоматизма при повышенной активности Na на фоне увеличения общей щелочности растворов и незначительного повышения потенциала K по мере понижения температуры минералообразующих растворов (см. табл. 27). В целом приносились Au, Be, F, Cl, La, Na, Nb, P, Pb, S, Si, Sn, Ta, Th, TR, Zr и др., а выносились Ag, Ca, Cr, Co, H₂O, Fe, Mg, Mn, Ni, Ti, V и др. (см. рис. 61). При этом выносимые элементы часто фиксировались в продуктах пропилитизации [45] пород, находившихся вблизи рассматриваемых метасоматитов или на значительном расстоянии.

Метасоматиты, типоморфный минеральный парагенезис которых отражен в табл. 28, а дополнительный — в табл. 31, развивались в связи с процессом воздымания и, находились в тесной генетической и пространственной связи с образованиями кварц-микроклиновой формации, главным образом в зонах региональных разломов [3, 73, 119, 189, 219], реже имеют регионально-площадное распространение [459]. Нередко породы формации альбититов локализованы в связи с интрузиями гранитоидных массивов в виде авто- и контактово-метасоматических образований [5, 31, 32], подчас входящих в метасоматические образования апогранитов [5, 136, 186].

Кварц-альбитовые метасоматиты представлены альбитовыми и кварц-альбитовыми разновидностями, которые широко распространены, но довольно однообразны по минеральному составу (см. табл. 31). Различия между указанными разновидностями обусловлены главным образом вариациями температуры минералообразования, в связи с чем выделяются тальковая и кварц-серпентиновая фации, детальная характеристика которых дана в [382], а типоморфные и дополнительные минеральные парагенезисы отражены в табл. 31.

Формирование кварц-альбитовых метасоматитов происходило при температурах ниже 400°С, о чем свидетельствуют: нижний предел T кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов (400°С), по которым развиты кварц-альбитовые метасоматиты; температура гомогенизации газовой-жидких включений (300—400°С) в кварце из пропилитизированных кварцитов Алданского щита [28], метасоматически измененных на стадии формирования кварц-альбитовых метасоматитов. Кварц-альбитовые метасоматиты характеризуются рудно-геохимической специализацией на тантало-ниобиевую, бериллиевую и редкоземельную минерализацию, а также на полиметаллическую минерализацию колчеданного типа.

Средне-низкотемпературный кремне-калиевый метасоматизм

Относительно более низкотемпературный кремне-калиевый метасоматизм, сменявший во времени и пространстве несколько

более высокотемпературный кремне-натриевый метасоматизм приводил к формированию кварц-адуляровых метасоматитов — наиболее низкотемпературных образований формационно-генетического ряда кварц-полевошпатовых метасоматитов (см. табл. 27, 28). Процесс рассматриваемого метасоматического преобразования пород развивался в условиях, отвечавших режиму цеолитовой фации примерно в интервале $350\text{—}300^\circ\text{C}$ (см. табл. 29, 31), а возможно, и ниже, будучи приуроченным к переломному моменту в кислотно-основной эволюции растворов, наметившемуся еще внутри стадии образования кварц-альбитовых метасоматитов кварц-серпентиновой фации и выразившемуся в повышении активности калия (см. табл. 27, 31).

Таким образом, формирование кварц-адуляровых метасоматитов происходило при повышении щелочности растворов на фоне устойчивого понижения температуры, сопровождаемая разложением кальций- и магнийсодержащих минералов на кварц и карбонат — кальцит, анкерит, магнезит. С повышением щелочности растворов в парагенезис $\text{Кв} + \text{Карб}$ последовательно входили: Сер, Флог, Орт. Взаимоотношения указанных минералов помимо щелочности определялись также и температурой среды минералообразования. Так, Х. С. Йодером и Х. П. Югстером установлено, что ассоциация истонит + кварц при давлении около 1 кбар и температуре, равной или меньше 350°C , сменяется ассоциацией ортоклаз (санидин) + хлорит [382]. В щелочной среде этот переход будет осуществляться при более низких температурах, что было отмечено Д. С. Коржинским [175] и, следовательно, оправдан верхний предел устойчивости парагенезисов кварц-адуляровых метасоматитов на уровне 300°C (см. табл. 31) или несколько ниже — в зависимости от кислотно-щелочности раствора — до 200°C [339].

Рассматриваемые метасоматиты, типоморфный минеральный парагенезис которых отражен в табл. 28, а дополнительный в табл. 31, развивались в целом в условиях привноса Ag, Au, Ba, Be, Cl, CO_2 , H_2O , F, La, Li, K, Mo, Nb, P, Pb, Rb, S, Sn, Ta, Th, TR, U, Zr и выноса Al, Ca, Co, Cr, Fe, Mg, Mn, Na, Ni, Ti, V, Zr (см. рис. 61). Метасоматиты локализовывались главным образом в связи с интрузиями гранитоидов в виде авто- и контактово-метасоматических образований, в том числе грейзенов и «апогранитов» [31, 394], в меньшем объеме и реже в пределах зон региональных разломов вне видимой связи с магматическими породами (см. табл. 28). Как правило, рассматриваемые метасоматиты генетически и пространственно тесно связаны с образованиями формации кварц-альбитовых метасоматитов, представляя собой метасоматиты фации поздней щелочности в общем ряду кварц-полевошпатовых метасоматических пород (см. табл. 27, 31).

Примером проявления пород формации кварц-адуляровых метасоматитов, или гумбеитов, в пределах зон региональных

разломов могут служить гумбеиты, широко развитые в зонах региональных разломов Алданского щита, претерпевших активизацию в мезозойскую эру. Рассматриваемые метасоматиты в этом районе формировались в условиях повышенной активности в растворах K , CO_2 и S . При этом возникала метасоматическая колонка, характеризовавшаяся нарастанием щелочности минеральных парагенезисов при приближении к зоне наиболее интенсивной циркуляции раствора [150].

В рудно-геохимическом аспекте для формации характерна комплексная золото-урановая минерализация, рудопроявления барит-полиметаллического и золото-баритового колчеданного типов, а также накопление в различных фациях метасоматитов таких редких элементов, как Li , Be , Nb , Ta , Sn , Mo , TR и др.

* * *

В целом кремнещелочной метасоматизм, как и метасоматическая гранитизация протекали в резко неравновесных и термодинамически различных условиях для разных уровней их проявления и при формировании различных типов метасоматитов. Они развивались в условиях экзотермического процесса, что полностью обеспечивало самопроизвольность его развития* и приводило к значительному повышению температуры при формировании метасоматитов сравнительно с температурой самого теплового потока (на $100-150^\circ C$). Подобный характер процесса кремнещелочного метасоматизма приводил к созданию локальных очагов расплавления и к формированию палингенно-метасоматических гранитов и пегматитов среди тел метасоматитов, а также облегчал и способствовал на уровне средних глубин переходу от метасоматического к палингенно-метасоматическому гранитообразованию.

При этом процесс кремнещелочного метасоматизма и метасоматической гранитизации проходил в условиях вполне подвижного поведения CO_2 , H_2O , Si , K , Na при весьма высокой активности двух последних. Эволюция растворов в процессе метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма с понижением температуры характеризовалась относительным постоянством щелочей, но в условиях понижения потенциала K и возраставшей относительной активности Na (см. табл. 27, 31, рис. 61). Это, по-видимому, связано с постепенным, но закономерным увеличением кислотности растворов по мере их перемещения в направлении к дневной поверхности земной коры, что приводило к распаду высокотемпературных комплексных соединений и к диссоциации сильных кислот, ранее

* Теоретически на основе расчета полной внутренней энергии продуктов метасоматизма и исходных пород самопроизвольность процесса кремнещелочного метасоматизма была предсказана Ю. В. Казичыным [151] и подтверждена расчетами Р. Н. Котиной и другими [192].

связанных в этих соединениях [31, 33, 66 и др.]. В связи с этим и в результате взаимодействия растворов стадии существенно калиевого метасоматизма с минералами ранних парагенетических ассоциаций понижалась щелочность растворов, что приводило к увеличению активности более слабых оснований и постепенной смене существенно калиевого метасоматизма на натриевый в условиях постепенного, но закономерного увеличения кислотности растворов*. Увеличение кислотности растворов происходило в результате взаимодействия растворов стадии существенно калиевого метасоматизма с исходными породами в процессе реакций замещения, приводивших: а) к замене в растворе К на более слабое основание — Na; б) к увеличению концентрации в растворе F, Cl CO₂, H₃PO₄, извлекавшихся из апатита, слюд, роговых обманок и карбонатов при их замещении калиевым полевым шпатом.

Обратная картина наблюдалась в ранние и наиболее поздние стадии процесса, когда нейтральные и (или) слабокислые растворы, взаимодействуя с породами, богатыми сильными основаниями, выщелачивали из них Na, Ca, Mg, Fe, что приводило к повышению активности всех сильных оснований и в первую очередь Na, а затем и К. Результатом этого процесса явились (см. табл. 27, 31): а) смена кислотного выщелачивания натриевым, а затем калиевым метасоматизмом при формировании пород кварц-ортоклазовых метасоматитов (см. рис. 61, зона V, а также IV и III); б) переход от существенно кремне-натриевого метасоматизма к кремне-кали-натриевому и, наконец, калиевому при образовании пород кварц-адуляровых метасоматитов (см. рис. 61, зона VIII).

Более того, как показали результаты экспериментального моделирования процессов кремнещелочного метасоматизма [15], смене во времени процесса альбитизации породы процессом калишпатизации способствуют как понижение температуры, так и эволюция состава гидротермального раствора в процессе его взаимодействия с гранитом. В то же время полученные данные свидетельствуют о том, что если процесс альбитизации гранитов указывает на преобладание в воздействующем на породу растворе Na над К, то процесс калишпатизации не является показателем обязательного преобладания в растворе К. Более того, если адуляризация калиевого полевого шпата шла одновременно с альбитизацией плагиоклаза, то это практически однозначно указывало на преимущественно натриевый состав воздействовавшего раствора. А при температуре ниже 400°С, несмотря на преобладание в растворе натрия, адуляризация могла захватить как калиевый, так и натровый полевой шпат.

* Изменение активности щелочей в зависимости от состава перерабатываемых пород на фоне общей эволюции процесса кремне-калинатриевого метасоматизма показано в табл. 27, 31.

Процессы палингенно-метасоматического, метасоматического гранитообразования и генетически и пространственно связанного с ними кремнещелочного метасоматизма зон региональных разломов обусловили мобилизацию редких и рассеянных элементов субстрата и концентрацию их на разных стадиях метасоматизма, реже и в меньших количествах в связи с продуктами последних стадий ультраметаморфогенного гранитообразования — в палингенно-метасоматических и интрузивно-анатектических аляскитовых щелочных гранитах и пегматоидных аляскитах и гранитах. Наряду с мобилизацией химических компонентов субстрата (щелочи, вода, F, Cl, CO₂, редкие и рассеянные элементы и др.; см. рис. 61), значительная роль в процессе метасоматизма принадлежала и химическим элементам, вынесенным из мантии в процессе ее дегазации — водород и другие легко летучие элементы и соединения, щелочи, бор, олово и др. [227, 267, 325, 486 и др.]. Таким образом, источником рудного вещества кварц-полевошпатовых метасоматитов региональных разломов являются как процессы мобилизации вещества первично-осадочных и вулканогенных образований, так и мантийные источники.

Редкие, рассеянные и редкоземельные элементы, выносимые как из зоны палингенно-метасоматического гранитообразования, так и из мантии, выделялись на различных стадиях кремнещелочного метасоматизма, но в промышленно-интересных концентрациях, главным образом в условиях формирования пород формаций кварц-микроклиновых метасоматитов (U-Th-TR-минерализация и др.), а также формаций альбититов и гумбеитов (TR-редкометальная и Au-U-минерализация и др.) в связи с изменением фазового состояния и кислотности-щелочности растворов и увеличением окислительного потенциала (см. табл. 27, 28, 31, рис. 61 [363, 369]) *.

В общем балансе рудного вещества существенное значение имели и процессы преобразования ранее сформировавшихся кварц-полевошпатовых метасоматитов в поздние стадии и (или) этапы метасоматизма, приводившие к явлениям телескопирования как прогрессивной, так и регрессивной направленности.

Этим определяется ценность рассмотренных метасоматитов как непосредственного поискового признака на редкометальную и редкоземельную минерализацию. Кроме того, ценность зон развития таких метасоматитов, как и участков палингенно-метасоматического гранитообразования, определяется их ролью в качестве промежуточных концентраторов редких и рассеянных элементов, являвшихся необходимым условием

* Ю. В. Казизын в 1974 г. предложил подобные комплементарные метасоматиты называть сопряженными.

в формировании их месторождений в стадию последующей тектоно-магматической активизации.

Не меньшее значение в концентрации рудных элементов имели и зоны выноса редких и рассеянных элементов, а также талового рудного элемента, как железо (см. рис. 61) с сформировавшимися в их пределах продуктами Fe-Mg-Ca-, Mg-Ca- и Ca-метасоматизма — комплементарными процессам палингено-метасоматического и метасоматического гранитообразования, метасоматической гранитизации и кремнещелочного метасоматизма (см. табл. 32).

При этом подобные метасоматические образования, связанные с развитием явлений базификации, комплементарной гранитизации и кремнещелочному метасоматизму, как правило, большинством исследователей рассматриваются в отрыве от общего процесса петрогенеза, являвшегося источником рудного вещества и растворов. Подобные метасоматические образования, формировавшиеся в генетической связи: а) с палингено-метасоматическим гранитообразованием и высокотемпературным кремне-калиевым метасоматизмом, обычно выделяются в формацию магнезиальных скарнов, б) со среднетемпературным кремне-калиевым метасоматизмом — в формации известковых скарнов и высокотемпературных пропицитов, в) со среднетемпературным кремне-натриевым метасоматизмом — в формацию пропицитов, г) со средне-низкотемпературным кремне-калиевым метасоматизмом — в формации березитов, листовинитов, аргиллизитов, вторичных кварцитов.

Метасоматические породы, по составу и термодинамическому режиму подобные указанным формациям, формировались также и на различных стадиях рассмотренного процесса кремнещелочного метасоматизма, являясь продуктами различных фаций (температур и щелочности) формаций кварц-ортоклазовых, кварц-микрклиновых, кварц-альбитовых (альбититов) и кварц-адуляровых (гумбеитов) метасоматитов (см. табл. 28 и 31).

Так, породы формации магнезиальных скарнов являются продуктами различных фаций формации кварц-ортоклазовых метасоматитов и комплементарного ей железо-магнезиально-кальциевого и железо-магнезиального метасоматизма (см. табл. 32). Породы формации редкоземельных и редкометалльных пегматитов являются продуктами различных фаций формаций мигматит-гранитов, кварц-ортоклазовых и кварц-микрклиновых метасоматитов. Породы формации известковых скарнов могут рассматриваться как продукты различных фаций кварц-ортоклазовых и кварц-микрклиновых метасоматитов и комплементарного им железо-кальциевого метасоматизма. Образование формации спилитов, апогранитов и пропицитов могут рассматриваться как продукты различных фаций формаций кварц-микрклиновых и кварц-альбитовых метасоматитов и

комплементарного им кальциевого метасоматизма. И наконец, породы таких формаций, как грейзеновой, березитов, листвинитов, апогранитов, вторичных кварцитов, аргиллизитов могут рассматриваться как образования различных фаций формаций кварц-альбитовых и кварц-адуляровых метасоматитов и комплементарного им метасоматизма.

Приведенные выше данные, частично нашедшие отражение в табл. 27, 28, 31 и 32, свидетельствуют не только о большой роли перераспределения рудного вещества в процессе метасоматического рудообразования, но также и о единстве этих процессов как между собой, так и с явлениями палингенно-метасоматического гранитообразования и формированием земной коры.

Многократное проявление указанных процессов, связанное с циклическим развитием земной коры приводило к многократным явлениям концентрации и рассеяния рудного вещества на фоне циклического и в то же время необратимого развития земной коры [369, 371, 381], познание закономерностей которого является необходимым условием познания эволюции гранитообразования и связанного с ним рудогенеза.

Изложенное показывает большое значение различных генетических типов гранитоидов в составе, строении, эволюции земной коры и в формировании рудопроявлений и полезных ископаемых. Однако роль этих генетических типов гранитоидов различна в разных процессах, структурных зонах и тектонических этапах развития подвижных поясов.

Так, как явствует из изложенного, главнейшее значение в концентрации рудных элементов, в том числе в промышленно-интересных концентрациях имели палингенно-метасоматические гранитоиды последних стадий гранитообразования и связанные с ними интрузивно-анатектические разности аляскитовых щелочных гранитоидов, а также и в особенности метасоматические граниты и кварц-полевошпатовые метасоматиты зоны гранитизации стадии воздымания. Эти же типы гранитоидов и продуктов гранитизации и кремнещелочного метасоматизма имели и ведущее значение в концентрации редких и рассеянных элементов в гранитном слое, особенно в его верхних частях.

Таким образом, именно метасоматическим и палингенно-метасоматическим процессам принадлежит ведущая роль в перераспределении большинства редких и рассеянных элементов в процессе формирования земной коры (см. рис. 61).

Однако значение подобных образований и процессов палингенно-метасоматического и метасоматического гранитообразования в формировании гранитного слоя и их роль в его составе и строении, по-видимому, незначительна — в целом подобные типы гранитоидов составляют менее 10% общего объема гранитоидов. Главнейшая роль в формировании гранитного слоя и основное значение в его составе принадлежали метаморфоген-

ным и палингенно-анатектическим гранитоидам, возникавшим на стадии погружения (см. табл. 11, 27, 28), а в условиях предынверсионного этапа стадии воздымания переходившим в мобильное состояние (в результате гравитационной неустойчивости больших масс палингенно-анатектических расплавов) и приводивших к формированию обширных мигматит- и мигмаплутонов. В составе последних основная роль (по объему вещества) принадлежала интрузивно-анатектическим и интрузивно-реоморфическим генетическим типам гранитоидов (см. табл. 11, 28). И именно явления интрузивного перемещения палингенно-анатектических гранитоидных расплавов и диапир-реоморфизованных масс в стадию воздымания являлись главнейшими факторами обогащения зоны гранитизации земной коры гранитоидным веществом и обеднения им зоны дегранитизации и как следствие — ведущими процессами формирования гранитного слоя, нарастающими его мощность с одновременным увеличением зоны дегранитизации (см. табл. 27).

Однако если процессы палингенно-метасоматического и метасоматического гранитообразования и кремнещелочного метасоматизма свойственны всей истории геологического развития земной коры сиалического типа, то явления палингенно-анатектического гранитообразования в целом характерны лишь для докембрийского этапа ее развития.

Симатическое гранитообразование, связанное с фракционированием базальтоидных магм, является важным петрогенетическим процессом на протяжении всей геологической истории формирования и развития земной коры симатического типа, но особое значение имело на ранней стадии ее развития (в аэозе и археозое) *, приводя к формированию мощных вулканогенных комплексов андезито-базальтоидного состава **. Интенсивное развитие продуктов симатического гранитообразования, в пределах которых наряду с продуктами андезитового вулканизма могли иметь место и интрузивные гранитоидные образования [491], в том числе и граниты рапакиви, по-видимому, явилось главнейшим фактором формирования диоритового слоя земной коры [425, 426] в раннем докембрии ***. Последующая мобилизация гранитоидов симатического ряда в процессе ультраметаморфизма (в основном путем селективного выплавления) приводила к формированию гранитного слоя и вторичного (переходного) диоритового слоя в пределах зоны дегранитизации.

* Новое глобальное увеличение роли симатического гранитообразования, выразившееся в интенсивном андезитовом вулканизме в пределах островных дуг, намечается с начала мезозойской эры [329].

** По механизмам, предложенным в работах [87, 311, 489, 491, 540, 558, 572, 606].

*** В фанерозойских складчатых системах имели место развитие продукты как сиалического, так и симатического гранитообразования. Закономерности петрохимической эволюции гранитообразования и гранитоидного магматизма специально рассмотрены в работе [329].

Интенсивность разделения земной коры в процессе гранитообразования на гранитный слой (зона гранитизации), переходный диоритовый (зона дегранитизации) и вторичный базальтовый (зона остаточной замыкающей базификации) резко возрастала по мере формирования мощных песчано-сланцевых толщ, усредненный состав которых все более приближался к гранодиоритовому по мере эволюции земной коры от аэоя к протерозою (см. табл. 27).

Таким образом, процесс гранитообразования может и должен рассматриваться как комплекс сложных петрогенетических процессов, среди которых на определенных стадиях развития земной коры и подвижных областей, а также в определенных структурно-геологических условиях доминирующими оказывались те или иные из явлений гранитообразования. Следовательно, можно считать, что противопоставление идей трансформизма и магматизма является искусственным, так как в совокупности сложных природных явлений достойное место принадлежит различным способам гранитообразования, те или иные из которых проявляются с особой силой на различных стадиях и этапах развития земной коры и ее структурных элементов.

Общие аспекты
гранитообразования
и формирования
земной коры
в докембрии

Рассмотренные данные о закономерностях гранитообразования, и в частности в пределах Алданского щита и других районов Восточной Сибири и Дальнего Востока, позволяют оценить его роль в эндогенном литогенезе каждого из выделенных тектоно-магматических циклов. Однако для установления значимости явления гранитообразования в формировании земной коры в докембрийской истории ее развития необходимо реконструировать главнейшие закономерности докембрийского петрогенеза и в первую очередь количество тектоно-магматических циклов, взаимосвязь их между собой как в пространстве, так и во времени, а также общую направленность геологических событий в образовании земной коры.

Трудности реконструкции геологических событий в докембрии, в особенности в раннем докембрии, в значительной степени обусловлены тем, что литолого-стратиграфические методы корреляции стратифицированных образований, тектонического анализа, так же как «историко-геологический метод» [418], будучи совершенно необходимыми элементами геологических исследований, тем не менее в большинстве случаев не являются достаточными для реконструкции геологических событий в областях, сложенных глубоко и неоднократно метаморфизованными и, как правило, полигенной природы горными породами. Необходимым условием установления закономерностей тектогенеза, седиментогенеза и магматизма подобных регионов является использование результатов исследования закономерностей гранитообразования и радиологических данных о времени образования и последующего преобразования горных пород.

Радиологическое исследование докембрия Восточной Сибири СССР [138, 304, 347, 371, 383—388, 392, 434] показало, что для выявления этой информации наиболее перспективно комплексное использование Pb—Pb-, Pb—Th- и Pb—U-изохронных методов и метода «согласованных разностей» [385, 390, 391, 434] по валовым пробам горных пород. Однако существенное значение подобные методы имеют лишь при условии: 1) тщательного геолого-структурного и стратиграфического анализа сопоставляемых по радиологическим данным горных пород; 2) комплексного использования различных ядерно-изотопных методов

в приложении к объектам различного вещественного состава и генезиса; 3) учета генезиса опробываемых горных пород.

Использование свинцово-изохронных методов применительно к породам Алданского щита позволило по-новому подойти к периодизации геологических событий в его пределах [347, 383, 384, 386, 387], систематизации огромного количества экспериментальных данных радиологического возраста докембрийских пород Восточной Сибири [371], реконструкции докембрийской геологической истории Восточной Сибири [369, 371].

Так, анализ полученных радиологических данных с учетом результатов геологических исследований позволил в истории Алданского щита и его Джугджуро-Станового складчатого обрамления выделить два тектоно-магматических цикла*: архейский — иенгрский и протерозойский — тимптоно-становой [383, 369, 371]. Наличие крупного перерыва во времени формирования иенгрского и тимптоно-желтулинского комплексов (почти миллиард лет) подтвердило заключение о стратиграфическом несогласии между ними, установленном по геологическим данным [100, 257, 301, 474—476 и др.]. Эти данные подтвердили также справедливость разделения алданского докембрия на таких два комплекса, как иенгрский и тимптоно-желтулинский [301, 474, 476], и выделения в его пределах двух регионально-стратиграфических единиц [89]**, позволив принципиально по-новому подойти к периодизации докембрия Восточной Сибири и реконструкции последовательности геологических событий на основе анализа всех доступных радиологических данных, приведенных в работах [369, 371].

Интерпретация их проведена на базе последних стратиграфических представлений с учетом расходящихся значений получаемой возрастной радиологической информации и результатов изучения процессов гранитообразования и метаморфизма. При этом в качестве реперных данных принимались результаты уран-ториево-свинцовых определений и в первую очередь изохронных, согласно положениям, изложенным ранее [387, 390, 391]. В интерпретации данных аргонового датирования учитывались: 1) результаты исследования зависимости между $^{40}\text{Ar}/\text{K}$ и глубиной метаморфизма; 2) выводы об уменьшении «устойчивости» Ar в ряду минералов Амф→Му→Би→Кпш [75]; 3) данные о завышении «возраста» минералов, не содержащих «структурного» K, за счет избыточного Ar; 4) данные о влия-

* Под тектоно-магматическим циклом понимается временной интервал развития участка земной коры, в рассматриваемых примерах длительностью порядка 1000 млн. лет, включающий стадии: геосинклинальную (в том числе про- и протогоосинклинальную), складчато-инверсионную и стабилизацию, вплоть до начала заложения в его пределах новой геосинклинали, в том числе и протогоосинклинали.

** Нижней, представленной сланцево-гнейсовой, и верхней — карбонатно-сланцево-гнейсовой.

ТАБЛИЦА 33

Модель периодизации докембрия Алданского щита и зоны Становик-Джугджур

Тектоно-магматические мегациклы	Тектоно-магматические циклы и стадии развития земной коры		Время вулканизма и седиментогенеза (млн. лет назад)	Относительный геологический возраст		Выделяемые комплексы и мегакомплексы		
				Принятая в СССР шкала	Предлагаемая шкала			
Байкало-становой	Монголо-охотский 1300—600	Геосинклинальные 2100—600	Инверсионно-складчатые 2100—600	Платформенный 1700—1900	—570	Палеозой	Палеозой	Палеозойский
						Поздний протерозой	Поздний протерозой	Верхнепротерозойский
	Джугджуро-становой 2100—1300			После	—1250—1300	Средний протерозой	Ранний протерозой	Маймакано-уньябомский
					—1900—2000	Ранний протерозой	Поздний археозой	Удокано-тукурингрский
анабарский	3000—2200	Инверсионно-складчатая 2500—2200	Протогеосинклинальная 2500—2100—2000	Тимптоно-становой 2500—1750	—2100			Джелтулакско-чутьманский
					—2200			Алдано-становой
					—2400—2500			Тимптоно-желтулинский

Верхнеалданский	Алдано-Олекминский	Протогеосинклинальная 3000—2500		Инверсионно-складчатая 3000—2500	Федоровский 3500—2500	—2700	Поздний архей	Ранний археозой	?
		Курультинская 3700—3100	Инверсионно-складчатая 3400—3000					Протогеосинклинальная 3500—3000	Ранний архей
Протогеосинклинальная 3700—3400	Инверсионная 3700—3500			Верхнеалданский 4200—3500	—3400	Катархей	?		
		Нуклеарная 4200—3700	Верхнеалданский 4200—3500				—3700	Поздний азой	?
Планетарный этап				—4200 (?)	Ранний азой	Кабактинский (?)			

Согласное залегание на породах нижерасположенного комплекса.

Неопределенные и различные стратиграфические взаимоотношения с породами нижерасположенного комплекса.

Залегание на породах нижерасположенного комплекса со структурным и стратиграфическим несогласием при крупном временном перерыве в седиментогенезе и вулканизме.

Неустановленные, эродированные и (или) отсутствовавшие комплексы пород.

Все значения возраста даны с погрешностью ± 200 — для значений больших 2000 млн. лет, ± 50 — для значений меньших 1000 млн. лет, ± 100 — для всех остальных значений возраста.

нии различных геологических процессов на искажение цифр радиологического возраста [9, 75, 258 и др.].

Результаты анализа всей радиологической информации, приведенной в работах [369, 371] на основе указанных принципов, положены в основу возрастной шкалы корреляционной схемы докембрия Восточной Сибири (табл. 33), составленной с учетом положения главнейших стратиграфических подразделений (серий, толщ, комплексов). Выделяемые в ней комплексы и мегакомплексы пород характерны для всей изученной территории, а детальный анализ стратиграфических схем и тектонических построений рассматриваемых областей дан в работах [70—71, 75, 80—82, 100, 101, 121, 206, 218, 232—235, 270, 276, 277, 285, 293, 301, 420, 421, 440, 447, 466, 467, 474—476 и др.]. Проведенный анализ показал, что установленные закономерности тектоно-магматического развития докембрия Алданского щита и его складчатого обрамления: 1) не противоречат имеющимся данным о строении земной коры и последовательности ее развития в докембрии Восточной Сибири в целом; 2) подтверждают заключение об отсутствии резких хронологических границ между эпохами складчатости в докембрии и об изменении возраста однотипных формаций и времени главного этапа складчатости как вкрест, так и по простиранию геосинклинально-складчатых систем [450]; 3) подтверждают вывод о том, что докембрийские основания древних платформ и метаморфические основания складчатых поясов имеют разный возраст [286]; 4) находятся в согласии с данными [315, 316] о так называемом протогeosинклинальном характере формирования древнейших осадочно-вулканогенных комплексов и подтверждают целесообразность подразделения древнейших геосинклинальных систем на про- и протогeosинклинальные [196, 197, 499]; 5) не противоречат общим закономерностям формирования складчатой структуры фундамента древних платформ [197]; 6) позволяют присоединиться к заключению о необходимости пересмотра главнейших представлений о геологии докембрия [226] и дают основание к выделению в докембрийской истории геологического развития Восточной Сибири двух тектоно-магматических мегациклов (алдано-анабарского и байкало-станового; см. табл. 33) и одного гипотетического тектоно-магматического мегацикла, который не может быть включен ни в один из указанных мегациклов (верхнеалданского мегацикла [369, 371]). Эти данные о закономерностях гранитообразования и формирования земной коры в докембрии Восточной Сибири и Дальнего Востока позволяют по-новому подойти к обоснованию крупнейших подразделений докембрия и к интерпретации полученных в геологической практике радиологических данных по периодизации докембрия в целом, т. е. к проблеме геохронологической шкалы и геологических циклов докембрия.

К проблеме геохронологической шкалы и геологических циклов в докембрии

Выделенные в пределах кристаллического фундамента Сибирской платформы тектоно-магматические циклы [369, 371]* позволили с большей достоверностью провести их корреляцию с тектоническими комплексами докембрия земного шара в целом ([450, с. 32—47], исходя из предпосылки о необязательности проявления орогенеза одновременно для всех частей Земли, справедливость которой была уже показана ранее [528].

§ 1. Тектоно-магматические циклы и мегациклы докембрия

Как показывают последние исследования, структуры северо-западного и субмеридионального направления древнейших складчатых систем с возрастом вплоть до среднего протерозоя (2100±200 млн. лет) характерны не только для Восточной Сибири [75, 81, 277, 301, 318, 369, 476], но также и для Балканского полуострова и Ближнего Востока [320], Балтийского щита [197, 450], Австралии [41] и других районов земного шара. Образование этих древнейших геологических формаций, по-видимому, контролировалось зонами глубоких расколов в протоко́ре и имело место примерно в интервале 3800—2000 млн. лет назад, а возможно, и ранее.

Результаты изучения метавулканогенных образований архея Канадского щита также свидетельствуют о протяженных (в несколько сотен километров) линейных трещинных излияниях основных вулканитов (зеленокаменных поясов), однако, по-ви-

* В последнее время благодаря направленным радиологическим исследованиям удалось пробить брешь и в «кеноренском радиогеническом барьере» — последнем крупном метаморфическом событии в архее Канадского щита, который оказал нивелирующее воздействие на продукты предшествующих циклов как в отношении омоложения радиологического возраста, так и «уничтожения» имевших место структурных и стратиграфических несогласий. В связи с этим в архее Канадского щита удалось выделить три этапа (тектоно-магматических цикла), приведших к формированию «прото-континентальной» коры [535].

димому, в связи со структурами (расколами) субширотного направления [535]*.

Такое существенно субмеридиональное северо-западное** направление древнейших докембрийских структур земной коры, характерное для многих районов земного шара, дает основание предполагать глобальный (планетарный) характер алдано-анабарского мегацикла, установленного и изученного на примере докембрия Восточной Сибири [369, 371].

Алдано-анабарский мегацикл соответствовал архейскому прогеосинклинальному этапу развития земного шара [197], результат проявления которого выразился в формировании к 3000 млн. лет «консолидированных ядер типа срединных массивов», таких как Кольская протоплатформа в пределах Кольского полуострова [268], Курультинский литоплнт в пределах Алдано-Витимского нагорья [369, 371] и др., а к 2600 млн. лет — «палеократонов» типа Йенгрского литоплнта на Алданском щите [100, 371].

В пользу глобального характера алдано-анабарского мегацикла свидетельствуют и данные о возрасте порядка 3500 млн. лет древнейших гранитов, гранит-пегматитов и гранито-гнейсов Кольского полуострова, Канадского щита, Североамериканской платформы, Центральной и Юго-Восточной Африки***, на основе которых У. Донн, Е. Донн и Г. Уилбер делают заключение о завершении 3500 млн. лет назад «древнейших геосинклинальных циклов», развитие которых в виде «геосинклинального» вулканизма, седиментогенеза и последующего метаморфизма проходило в интервале примерно 4000—3500 млн. лет [519]. Эти данные находятся в соответствии с результатами реконструкции древнейшей истории Восточной Сибири [369, 371].

Общая направленность развития главным образом субширотных элементов земной коры начиная с 2100 ± 100 млн. лет в истории развития Восточной Сибири, впрочем в основных чертах и для земного шара в целом [451], продолжалась не менее 1000 млн. лет****, а для Восточной Сибири — вплоть до мезозоя [18, 69, 75 и др.]. Таким образом, особенности развития земной коры в докембрии Восточной Сибири, позволившие выделить в ее докембрийской истории байкало-становой мегацикл [369, 371], подтверждают выводы о послекарельской эпохе ко-

* Восточное направление в южной части щита (провинция Сьюпернор), от восточного до северо-восточного — в центральной части (провинция Черчилль) и северное — в северо-западной части (провинция Слейв).

** Здесь и далее по отношению к современным полюсам.

*** Подтверждены данными по Гренландии [549].

**** Исключение, например, составляет субмеридиональное простирание средне- и позднпротерозойских прогибов Австралии с возрастом пород в интервале 1750—1400 и 1400—570 млн. лет [41], субмеридиональное (северо-восточное и в меньшей степени северо-западное) направление структур протерозойд Канадского щита в интервале 2500—1000 млн. лет [535 и др.].

ренной переработки земной коры*, сопровождавшейся заложением новых линейных протогеосинклинальных систем, нередко пересекающих более древние структуры [197].

Байкало-становой мегацикл соответствовал началу нового «мегацикла» развития Земли по В. Е. Хаину и Ю. М. Шейнманну, началу «неогей» по Г. Штилле и Н. С. Шатскому или «неохроя» А. Н. Назаровича**. Для них характерны все важнейшие особенности развития послекарельских геосинклинальных систем [197] и большая роль линейных зон и поясов глубинных разломов [495].

Можно констатировать, что формирование земной коры в докембрии связано главным образом с двумя системами структурных элементов: субмеридиональными и субширотными. При этом в алдано-анабарский мегацикл в большинстве участков земного шара преобладали субмеридиональные, а в байкало-становой — субширотные. Но независимо от направления структур в каждом из мегациклов направление их во всех случаях диаметрально противоположное, что в конечном итоге приводило к их пересечению и формированию несогласных и овальных по форме, так называемых, «ядер континентов», или «первичных кратонов» и т. д. [369].

Анализ закономерностей развития выделяемых тектоно-магматических циклов проводится на примере Восточной Сибири в пределах которой они, собственно говоря, и реконструированы [369, 371]. Данные по другим регионам СССР и земного шара привлекаются для подтверждения глобального характера этих циклов. Однако следует иметь в виду определенную условность подобной корреляции тектоно-магматических циклов, что вызвано использованием этой цели литературных и нередко непроверенных данных.

Верхнеалданский тектоно-магматический мегацикл

Рассматриваемый мегацикл гипотетичен и представлен на данной стадии изученности лишь одним одноименным катархейским тектоно-магматическим циклом.

*Катархейский верхнеалданский*** тектоно-магматический* цикл, приведший к формированию метавулканогенных, метате-

* Так же как и глобальный характер байкало-станового мегацикла (см. табл. 33).

** Для докембрия Австралии в интервале 2300—1750 млн. лет характерно развитие структур как северо-западного и северо-восточного, так и субширотного простираения [41], что находится в соответствии с выводами о переориентации в эту эпоху структур с северо-западного на субширотное направление [369, 371].

*** Гипотетический цикл, развитие которого предполагается по косвенным данным [371].

могенных (осадочных и остаточных), в подчиненном количестве метатерригенных пород верхнеалданской * свиты Алданского щита (см. табл. 33). Верхнеалданский цикл является, по-видимому, исключением среди всех тектоно-магматических циклов Восточной Сибири, представляя собой переходный тип от «нуклеарного» [315, 316] к линейному стилю развития земной коры **. «Переходный» характер верхнеалданского цикла выразился в накоплении толщ пород (с многочисленными несогласиями в их напластовании) в пределах древнего обширного и мелководного бассейна в условиях спокойной тектонической обстановки, незакономерной смены вулканогенных, терригенных и хемогенных пород, в том числе остаточных кор химического выветривания обнаженных пород равнинного рельефа суши, выступавшей над поверхностью бассейна [218, 416, 440], но на фоне направленного углубления этого бассейна (в восточном направлении) и направления сноса материала с запада-юго-запада на восток-северо-восток. Результаты петрохимических исследований кристаллических сланцев основного состава, участвующих в строении разреза верхнеалданской свиты [47], показали их первично-вулканогенную природу и принадлежность к базальтам толеитовой серии (рис. 62), формировавшихся в условиях, приближавшихся к «океаническим» (рис. 63) в результате и в процессе дифференциации в близповерхностном магматическом очаге (при $p_{д} = 1 \div 2$ кбар). С инверсионной стадией верхнеалданского цикла, по-видимому, связано формирование Верхнеалданского пенеплена, продукты разрушения которого шли на формирование пород курультинской прогеосинклинали. Другой отличительной его особенностью является развитие интенсивных процессов химического выветривания в условиях слабо пересеченной местности.

Катархейский верхнеалданский тектоно-магматический цикл ($4200 \div 3700 \pm 200$ млн. лет) может быть сопоставлен с эпохой: формирования канской серии Енисейского кряжа ($4300 \pm \pm 500$ млн. лет [61]); образования и прогрессивного регионального метаморфизма пироксен-гранулитовой субфации гранулитовой фации пород нейперского структурного комплекса (метабазаль-

* В. А. Мокроусов [280] выделяет ее в качестве верхнеалданской серии Алдано-Тимптонской складчатой области, в пределах которой на основе предлагаемой интерпретации могут быть выделены две разновозрастные складчатые области: Верхнеалданская и Иенгрская. Верхнеалданская свита (серия), по-видимому, может быть сопоставлена с канской серией Енисейского кряжа, возраст которой 4200 ± 500 млн. лет; можно предположительно оценить время проявления верхнеалданского цикла в интервале $(4200 \div \div 3700) \pm 200$ млн. лет, во всяком случае верхнеалданский цикл проявился ранее 3400—3500 млн. лет. В качестве аналога верхнеалданской свиты рассматривается шуанья-шаньская свита Фэншулинского массива Маньчжурии [422].

** И. М. Фрумкин предполагает платформенный режим формирования пород верхнеалданского цикла на коре океанического типа.

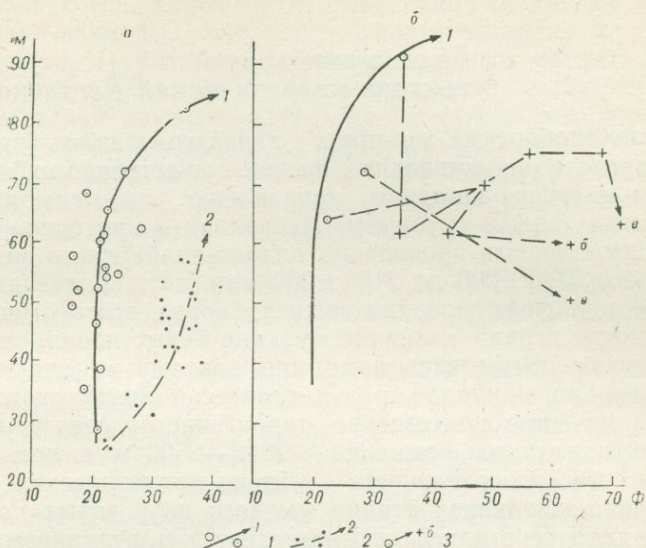
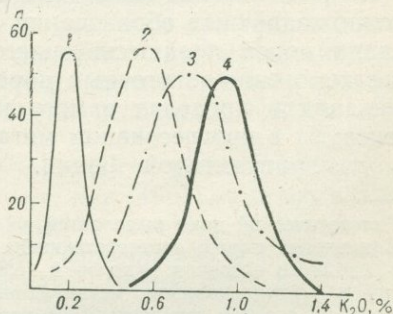


Рис. 62. Результаты реконструкции направлений дифференциации metabазальтов верхнеалданской и федоровской серий (а) и изменения химического состава metabазальтов алданской серии в процессе гранитизации (б) [47].

1 — толеитовые metabазальты верхнеалданской серии; 2 — щелочные (континентальные) metabазальты федоровской серии; 3 — гранитизированные metabазальты верхнеалданской серии (а — по данным Г. М. Друговой, б — по данным Н. Г. Судовикова, в — по данным М. Д. Крыловой). М — индекс мафический, Φ — индекс фельзический в молекулярных количествах.

Рис. 63. Кривые частот распределения, показывающие различия в содержании K_2O , % (по массе), в океанических толеитах (1), континентальных толеитах (4) и архейских метатолеитах провинции Сьюпириор Канадского щита (3), занимающих промежуточное между ними положение [522]. Толеитовые базальты верхнеалданской серии (2) приближаются к океаническим [47].

Величины выборок n : 1 — 21, 2 — 30, 3 — 13, 4 — 39.



тоидные кристаллические сланцы и метаандезитовые эндербиты) Земли Эндерби (3900 ± 300 млн. лет [405, 433]) в Антарктиде.

Алдано-анабарский тектоно-магматический мегацикл

Алдано-анабарский мегацикл характеризовался развитием про- и протогеосинклинальных систем существенно субмеридионального и северо-западного направления, по-видимому, контролируемых зонами глубинных расколов в протокодре земного шара. Длительность проявления алдано-анабарского мегацикла примерно с 3700 ± 200 до 2100 ± 200 млн. лет. Главенствующее значение при формировании горных пород этого мегацикла, по-видимому, играли излияния вулканических пород, контролируемые указанными расколами или разломами. Значительная роль, очевидно, принадлежала и процессам химического выветривания, значение существенно терригенного седиментогенеза становится заметным примерно с 3000—2500 млн. лет. Гипотетическая последовательность тектоно-магматических циклов, инверсионно-складчатая стадия каждого из которых по времени совпадала со стадией седиментогенеза и вулканизма (про-, протогеосинклинальной и геосинклинальной), каждого последующего цикла, может быть представлена в следующем виде.

*Раннеархейский курультинский (курультино-гонамский) * тектоно-магматический цикл*, приведший к формированию пород курультинской серии (комплекса) и, по-видимому, джанино-зверевского комплекса (табл. 33) **. Прогеосинклинальная стадия, по-видимому, в интервале $[3700 \div 3400] \pm 200$ млн. лет выразилась: а) в формировании толщ, состоящих преимущественно из основных вулканитов (не менее 60% общего объема пород [475]); хемогенно-осадочных и в подчиненном количестве терригенно-осадочных образований (продуктов химического выветривания пород предшествующего верхнеалданского цикла), а также хемогенно-остаточных пород древних кор химического выветривания в пределах самого курультино-гонамского мегакомплекса; б) в прогрессивном метаморфизме этих образований вплоть до гранулитовой фации.

* Гипотетический цикл выделяется по косвенным данным [371].

** В пределах пород, соответствующих этому циклу, выделяют два мегакомплекса сходного строения (до 15 и 6,5 км мощностью), начинающиеся основными и ультраосновными метавулканогенными кристаллическими сланцами, вверх по разрезу сменяющимися первично вулканогенно-терригенными породами, а верхи ритмов представлены высокоглиноземистыми породами и кварцитами [422]. Авторы этой работы к курультинскому циклу относят не только образования Олекминской зоны [276] и верховьев Тимптона [50], но и образования в пределах Олекминского Становика, хребтов Станового и Джугджура [497, 162 и др.], а также в Охотском [88] и в Омолонском массивах и в юго-восточном Забайкалье.

Предполагается, что формирование пород курультинского цикла происходило на первичной протоколе и в небольшой мере на переработанной коре, представленной образованиями верхнеалданского цикла*. Инверсионно-складчатая стадия ($3400 \pm 200 \div 3000 \pm 100$ млн. лет), сопровождавшаяся слабым гранитоидным магматизмом и незначительным развитием процессов гранитизации, во времени совпадала с прогеосинклинальной стадией архейского тектоно-магматического цикла, закончившись формированием складчатого сооружения**, а затем примерно 3100 млн. лет — Курультинского литоплинта, хемогенно-осадочные и терригенные продукты разрушения которых пошли на строительство архейской (Федоровской) прогеосинклинали.

Раннеархейский курультинский (курультино-гонамский) тектоно-магматический цикл ($3700 \pm 200 \div 3100 \pm 100$ млн. лет) сопоставляется:

1) в пределах фундамента Восточно-Европейской платформы: в области Балтийского щита с эпохой формирования и прогрессивного регионального метаморфизма гранулитовой фации пород кольцевой серии Кольского полуострова, синкинематического плагиигранитообразования в ее пределах (древнее 3600 млн. лет [78, 268]), установления протоплатформенного режима и ультраосновного платформенного магматизма, в частности формирования Мончегорской интрузии (3250 ± 150 млн. лет [268]); в пределах Украинского кристаллического массива с эпохой конского орогенического цикла (ранее $[3500 \div 3000] \pm 100$ млн. лет [412]);

2) в пределах кристаллического фундамента Тихоокеанского подвижного пояса с эпохой формирования и прогрессивного регионального метаморфизма пород Охотского кристаллического массива (3800 ± 500 млн. лет [185]);

3) в Северной Америке с эпохой формирования докиватинских гнейсов Миннесоты, метаморфических образований (часто до гранулитовой фации) гор Бертус и др., прорванных гранитоидами более древними, нежели лаврентьевские (ранее 3550—3300 млн. лет [19, 400]); развития свинцово-сульфидной минерализации в породах района Кобальт, Канада (3250 ± 150 млн. лет [554]);

4) в Африке с периодом образования досвазилендских гнейсов и гранулитов (ранее 3500 млн. лет [400]); с циклом Камбуи, Сьерра-Леоне (2900 млн. лет [412]);

5) в Австралии с эпохой формирования гранулитового комплекса, относимого к алданию (ранее 3300 млн. лет [41]);

6) в Индии с древнейшим орогеническим циклом Восточной Индии, конец которого фиксируется интрузиями основных и

* Находится в соответствии с данными [476].

** В. А. Мокроусовым [280] выделяется под названием «Верхнетимптонской складчатой области».

гранитоидных пород около 3200 млн. лет назад [590]. Формирование вулканогенно-осадочных пород этого цикла, по-видимому, происходило значительно раньше. Так, по аналогии с более молодым архейским (федоровским) тектоно-магматическим циклом время формирования пород древнейшей метаморфической серии Восточной Индии, по-видимому, можно отнести к 3900 ± 200 млн. лет назад (для федоровского цикла время образования первичных вулканогенных пород оценивается в 3400 ± 200 , а инверсионно-складчатого этапа — в 2700 ± 200 млн. лет [369, 383]);

7) в Гренландии образование и региональный метаморфизм пород (гнейсов) амфиболитовой фации (3620 ± 170 — Rb—Sr-изохронный возраст [549]).

Архейский федоровский тектоно-магматический цикл [$(3400 \div 2600) \pm 100$ млн. лет], приведший к формированию пород федоровской серии* (см. табл. 33). Прогеосинклинальная стадия в интервале $(3400 \div 3000) \pm 100$ млн. лет привела к формированию вулканогенно-осадочных пород, их прогрессивному метаморфизму вплоть до гранулитовой фации и к метаморфогенному и палингено-анатектическому гранитообразованию. Формирование вулканогенно-осадочных пород федоровского цикла происходило на коре материкового типа — на пенепленизированном Верхнеалданском складчатом сооружении**. Инверсионно-складчатая стадия в интервале $(3000 \div 2600) \pm 100$ млн. лет сопровождалась интенсивными процессами палингено-метасоматического, интрузивно-анатектического и реоморфического гранитообразования и закончилась формированием Иенгрского складчатого сооружения***, а затем Иенгрского литоплинта. Пенепленизация Иенгрского складчатого сооружения сопровождалась формированием в сопредельных частях — в области Олекминской протогеосинклинали, расположенной к западу от него (а возможно, и к востоку), терригенно-осадочных комплексов олекминской и борсалинской (?) серий.

* В понимании И. М. Фрумкина [474, 475] и В. А. Мокроусова [280], так как верхнеалданская свита выделена ими в виде самостоятельной серии. Полученные в последнее время дополнительные данные о резко различном (толеитовом и щелочно-базальтоидном) типе вулканических пород, составляющих эти свиты, совершенно различном направлении дифференциации в процессе их формирования (см. рис. 62), совершенно различной глубины формирования их очагов магмообразования [47] и о двукратном прогрессивном метаморфизме пород верхнеалданской свиты [12] позволяют считать достоверной модель двухциклического формирования иенгрского комплекса. Поэтому правильнее выделять федоровский и верхнеалданские циклы вместо единого иенгрского (ср. табл. 2 и 33).

** Согласуется с данными и представлениями И. М. Фрумкина [475].

*** Входит в состав Алдано-Тимптонской складчатой области, по В. А. Мокроусову [280]. С проявлением процессов гранитообразования именно этого этапа (возможно, но в резко подчиненной степени и курультинского цикла) связано развитие так называемых «овоидных» (по Л. И. Салопу) структур второго порядка на фоне крупной складчатой структуры северо-западного направления. Правильнее — Федоровское складчатое сооружение.

Архейский федоровский тектоно-магматический цикл ($3400 \pm 200 - 2600 \pm 100$ млн. лет) коррелируется:

1) в пределах фундамента Восточно-Европейской платформы с саамской тектоно-магматической эпохой (древнее 2500 млн. лет [67]), в том числе

— в области Балтийского щита с эпохой регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, мигматизации и гранитоидного магматизма в пределах кольской серии Кольского полуострова и кристаллического фундамента Карелии (Койкарской глыбы Южной Карелии, Северо-Кумсинской глыбы и района Парандово-Надвоицы Центральной Карелии — 2800—2500 млн. лет [84, 305];

— на территории Украинского кристаллического массива с эпохой акульского [$(3000 \div 2600) \pm 100$ млн. лет [412]] орогенического цикла, в частности с периодом формирования и метаморфизма пород железисто-кремнисто-метабазитовой (нижней) серии Конско-Белозерской зоны (3500—3100 млн. лет [76]), их гранитизации, мигматизации и диафтореза (2900—2700 млн. лет [500]); с эпохой формирования гранитов и мигматитов Среднего Приднепровья и связанного с ними диафтореза гнейсов и кристаллических сланцев (3100—2650 млн. лет [76]);

2) в Северной Америке, в частности в пределах Канадского щита с эпохой кеноренской (алгоманской) орогении* (верхняя граница в 2500 млн. лет [532]) и с эпохой формирования пород вулканогенно-осадочных серий Киватина, Тимискаминга и их метаморфических аналогов (Тазин, Уилсон-Айленд, Иеллоунайф и др.), их метаморфизма (до 2800—2700 млн. лет) и пост-тимискаминской складчатости (кеноренской, до 2500 млн. лет назад [535]); лаврентьевского и алгоманского гранитоидного магматизма (2750—2600 млн. лет [19, 400, 460, 535]);

3) в Африке с эпохами формирования геологических формаций Свазиленд, Булавай, Шамвай (древнее 2800—2600 млн. лет [400]); Себаквий (3400 млн. лет), Кубута (больше 3200 млн. лет [412]), Западно-Нильской системы (3400—3200 млн. лет) и сланцев горы Сула в Сьерра-Леоне (3000—2950 млн. лет [412]); платформенного этэпа Кибали (2650 млн. лет [412]); формирования докембрия РД₂ (3500—3000 млн. лет [412]); формирования метаморфизма и гранитизации пород Нианза и Кавирондо в пределах древнего щита Восточной части Кении (3150—2510 млн. лет), развития пегматитов Бикита в Южной Родезии (2700—2600 млн. лет [530]);

4) в Австралии с эпохой формирования и метаморфизма осадочно-вулканогенных и более молодых гранито-гнейсовых комплексов, относимых к киватинию (3300—2600 млн. лет [41]);

* По-видимому, часть из образований, связываемых с кеноренской эпохой и параллелизуемых с архейским циклом, в действительности относится к более молодому позднеархейскому — раннепротерозойскому циклу.

5) в Индии с концом железорудного орогенического цикла в докембрии Восточной Индии (2700 млн. лет [590 и др.]).

*Позднеархейский — раннепротерозойский олекминский * тектоно-магматический цикл* в интервале $(3000 \div 2200) \pm 100$ млн. лет, приведший к формированию пород олекминской и борсалинской, а также брянтинской серий (см. табл. 33). Протогеосинклинальная стадия в интервале $(3000 \div 2500) \pm 100$ млн. лет привела к формированию существенно терригенно-осадочных и вулканогенных пород и к их прогрессивному метаморфизму вплоть до амфиболитовой фации и к метаморфогенному и палингено-анатектическому гранитообразованию. Формирование пород олекминского цикла, во всяком случае восточной части области развития олекминской серии [475], происходило на коре материкового типа — на пенепленизированном Курультинском, а возможно, частично в Иенгском складчатых сооружениях. Инверсионно-складчатая стадия в интервале примерно $(2500 \div 2200) \pm 100$ млн. лет, сопровождавшаяся процессами метасоматического и ультраметаморфогенного гранитообразования, закончилась формированием Олекминского складчатого сооружения, продукты разрушения которого пошли на формирование терригенно-осадочных комплексов Тимптоно-Становой протогеосинклинали, расположенной к востоку от Олекминского складчатого сооружения.

Позднеархейский — раннепротерозойский олекминский тектоно-магматический цикл ($[3000 \div 2200] \pm 100$ млн. лет) сопоставляется:

1) в пределах фундамента Восточно-Европейской платформы

— в области Балтийского щита с эпохой регионального метаморфизма и гранитизации пород беломорской формации (2640—2400 млн. лет [305]), а также интрузивного чарнокитообразования в ее пределах (2450—2400 млн. лет [341]);

— на территории Украинского кристаллического массива с эпохой бужско-подольского ($[2200 \div 1900] \pm 100$ млн. лет [412]) и базавлукского ($[2600 \div 2200] \pm 100$ млн. лет [412]) орогенических циклов и формирования пород Бужско-Подольской и Западноприазовской древних платформ (2700—2000 млн. лет [413]), в частности образования геологических структур и формаций Кировоградского и отчасти Волыно-Подольского блоков [152], прогрессивного регионального метаморфизма осадочно-вулканогенных пород Базавлукской зоны — железисто-кремнисто-метабазитовой нижней и железисто-кремнисто-сланцевой верхней серий (2700—2300 млн. лет [76]);

2) в пределах Северной Америки, в частности Канадского

* Или курультино-олекминский цикл, если курультинская серия представляет собой единое целое с олекминской серией. Отличие курультино-олекминского цикла будет заключаться в нахождении в его составе пород курультинской серии [369].

щита, с эпохой формирования вулканитов и граувакков серии Каминак, их регионального метаморфизма (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации), а также основного и гранитоидного интрузивного магматизма (2600—2300 млн. лет [517]) *;

3) в Африке с платформенным циклом Витватерсранд (2000 млн. лет) и Лимпопо (2300—2000 млн. лет [412]) и периодом формирования докембрия PD₁ (3000—2600 млн. лет [412]).

Ранне-среднепротерозойский тимптоно-становой тектоно-магматический цикл в интервале 2500 ± 150 — 1750 ± 50 млн. лет, приведший к формированию пород тимптоно-желтулинского комплекса, алдано-станового мегакомплекса и желтулакско-чутьманского (олдонсинского) комплексов (см. табл. 33). Протогеосинклинальная стадия в интервале 2500 ± 150 — 2000 ± 100 млн. лет привела к формированию вначале существенно вулканогенно-хемогенных, а затем существенно терригенно-хемогенных и терригенных пород, как правило, лишь с небольшой ролью вулканогенных составляющих и к их прогрессивному метаморфизму. При этом, если наиболее древние породы тимптоно-желтулинского комплекса метаморфизованы в гранулитовой фации метаморфизма с образованием метаморфогенных и палингенно-анатектических гранитоидов, то наиболее молодые из сохранившихся от эрозии пород олдонсинской серии, субганской толщи и енканской серии метаморфизованы лишь в зеленосланцевой фации. Породы Тимптоно-Становой протогеосинклинали** залегали на кристаллическом основании пене-пленизированных складчатых сооружений различного возраста (Верхнеалданском, Иенгрском, Курультинском, Олекминском), имея максимальную мощность и наибольшую степень метаморфизма нижних наиболее древних частей разреза в центральной части протогеосинклинали (приходится на район развития тимптоно-желтулинского комплекса) и минимальную мощность и наименьшую степень метаморфизма нижних частей разреза в периферических наиболее молодых частях ее, например в западной части Алданского щита в пределах олдонсинской серии и субганской толщи (см. табл. 33).

Инверсионно-складчатая стадия в интервале 2000 ± 100 — 1750 ± 50 млн. лет характеризовалась увеличением (с юга на

* Нахождение в гальке посткеноренских конгломератов к югу от Большого Невольничьего озера изверженных и метаморфических пород с возрастом 2300—2600 млн. лет [532] позволяет предполагать наличие среди комплексов, относимых к кеноренской эпохе, образований как архейского, так и позднеархейского-раннепротерозойского циклов.

** И. М. Фрумкин [475] предполагает, что формирование тимптоно-желтулинского комплекса происходило частично на материковой коре (к западу от Тыркандинского разлома), а частично или на сильно переработанной материковой коре, или же на океанической (восточнее Тыркандинского разлома), с чем связывает интенсивный основной вулканизм в процессе формирования комплекса восточнее этого разлома, при его подчиненной роли по сравнению с процессами терригенного осадконакопления западнее его.

север) амплитуды и скорости воздымания территории протогоеосинклинали, уменьшением продолжительности палингенно-метасоматического гранитообразования и самой инверсионно-складчатой стадии от ее начала до полной консолидации Тимптоно-Станового складчатого сооружения. Результатом этого явилась полная консолидация (2100—2000 млн. лет назад) пород тимптоно-желтулинского комплекса в центральных частях щита, в то время как в южной его части в пределах пород этого же комплекса развивались процессы палингенно-метасоматического гранитообразования, а еще южнее (в пределах современной Джугджуро-Становой зоны и хр. Джагды-Тукурингра) сохранялся геосинклинальный режим осадконакопления янканской серии и тукурингрского комплекса. Именно этот начальный период инверсионно-складчатой стадии тимптоно-станового тектоно-магматического цикла может рассматриваться как заключительный момент в развитии алдано-анабарского мегацикла, так как фиксирует поворотный момент в характере и направленности докембрийского тектонического развития земной коры Восточной Сибири.

Байкало-становой тектоно-магматический мегацикл

Байкало-становой мегацикл характеризовался развитием инверсионно-складчатых структур преимущественно субширотного простирания, стабилизировавших существенно субмеридиональные про- и протогоеосинклинальные системы (по отношению к современным полюсам), а также, начиная примерно с 2000 ± 100 млн. лет назад, формированием сопряженных с ними существенно субширотных прогибов. В связи с тем что общая направленность развития субширотных элементов земной коры в истории развития Восточной Сибири сохранилась до мезозоя, байкало-становой мегацикл отражает общую направленность развития ее земной коры в период примерно с 2000 ± 100 млн. лет назад до мезозоя включительно.

Совмещение в пространстве геологических структур этих двух мегациклов привело к образованию эллипсоидальных структурных форм в пределах Алданского щита, что послужило одним из оснований для выделения нуклеарного этапа в древнейшем развитии земной коры, примерно до 2500 млн. лет назад [315]. При этом начало каждого из указанных мегациклов характеризовалось усилением магматической деятельности: для первого мегацикла (алдано-анабарского) — основного вулканизма, для второго (байкало-станового) — гранитоидного магматизма.

Ранне-среднепротерозойский тимптоно-становой тектоно-магматический цикл, общей продолжительностью от 2500 ± 150 до 1750 ± 50 млн. лет, связующий алдано-анабарский и байка-

мо-становой мегациклы, в силу своего положения на стыке двух тектоно-магматических эпох характеризуется чрезвычайной сложностью развития структур и продуктов седиментогенеза, магматизма и вулканизма, особенно начиная с инверсионно-складчатого этапа. Именно с инверсионно-складчатой стадией в интервале 2000 ± 100 — 1750 ± 50 млн. лет связаны: 1) перерождения общего плана геологических структур как предшествовавших циклов, так и протогеосинклинального этапа рассматриваемого цикла с субмеридионального северо-западного направления на субширотное; 2) стабилизация Тимптоно-Станового протогеосинклинального сооружения, характеризующаяся гетерогенностью этого процесса как в пространстве, так и во времени; 3) интенсивный гранитоидный магматизм и метасоматизм в связи с развитием процессов ультраметаморфогенного гранитообразования, приводящего, в частности, в пределах Кодаро-Удоканской зоны к явлениям «всплывания» гранитоидных куполов; 4) поступление продуктов разрушения горных пород Тимптоно-Станового складчатого сооружения в сопредельные области миеосинклинального (удоканский комплекс), парагеосинклинального или субплатформенного (маймаканский комплекс) и эвгеосинклинального типов развития геосинклинального этапа следующего джугджуро-станового тектоно-магматического цикла.

Ранне-среднепротерозойский тимптоно-становой тектоно-магматический цикл (2500 ± 100 — 1750 ± 50 млн. лет) коррелируется:

1) в пределах фундамента Восточно-Европейской платформы с формированием Свекофенской, Карельской, Норвего-Кольской, Мезенско-Камской, Ярославской, Рязано-Саратовской, Смоленской, Курской и Криворожской геосинклинально-складчатых систем, которым свойственны линейный характер развития и связь с широкими и весьма протяженными глубинными разломами [77, 95], в том числе

— в пределах Балтийского щита с эпохой формирования среднего яруса Саамско-Карельской зоны, представленного геосинклинальными образованиями ранних карелид (нижний протерозой) [77], в частности образования и регионального метаморфизма (от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций) пород гимольской железорудной серии Карелии (2270 млн. лет [84]); формирования гранитоидов, прорывающих сланцы и лептиты гимольской и хаутоварской нижнепротерозойских серий в пределах Саамско-Карельской зоны (2190 млн. лет [77, 85]); образования галенитов месторождений карелид Финляндии (2300—2100 млн. лет), руд Парандово, Хаутовары и Улялея (2500—2300 млн. лет [77]); карельского цикла регрессивного метаморфизма (амфиболитовой фации) пород беломорской серии (2000—1800 млн. лет [341]) и повторного ультраметаморфогенного гранито- и пегматитообразования в их пределах

(1900—1850 млн. лет [84]); и с эпохой формирования Свекофенской зоны свекофенид (Свиония) центральной и южной частей Финляндий, центральной, части северной и юго-восточной Швеции, представленных породами геосинклинальной формации, глубоко метаморфизованными и сложнодислоцированными с широким проявлением магматизма и гранитизации, сопоставляемых Симоненом с карелидами, в частности образования и метаморфизм метаморфических комплексов Швеции (2300—2000 млн. лет; диафтореза метаморфических пород и их гранитизации в юго-западной части Швеции (1950—1675 млн. лет [77]));

— в пределах Украинского кристаллического массива с эпохой криворожского орогенического цикла $[(1900 \div 1600) \pm \pm 100$ млн. лет [412]) и формирования Криворожско-Ингуло-Ингулецкого, Ананьевско-Трахтомировского, Тетерево-Случского и Восточно-Приазовского складчатых поясов (2000—1700 млн. лет [414]), в частности образования и метаморфизма пород подольской (средней) серии (2500—2100 млн. лет), их гранитизации и гранитообразования — формирования гранитоидов бердичевского и пубужского комплексов (соответственно, 2300—2100 и 2100—1900 млн. лет [500]); формирования криворожской серии, ее прогрессивного метаморфизма (2600—1900 млн. лет [67]) и регрессивного метаморфизма (2000—1800 млн. лет [76]); формирования и метаморфизма пород конгско-верховецкой серии* (2700—1900 млн. лет [152]); прогрессивного метаморфизма пород гнейсовой толщи Южного Буга и Тетерева (2300—2100 млн. лет [76]); прогрессивного метаморфизма пород саксаганской серии (2200—2000 млн. лет), ореховской и обитогинской серий (2300—2000 млн. лет [76]); формирования гранитоидов житомирского (2000—1800 млн. лет [76]), кировоградского комплексов (2100—1700 млн. лет [500]);

— в пределах Белоруссии с периодом формирования пород дитвинской серии и их регионального метаморфизма, а также развития в ее пределах образований чарнокитовой формации (2600—1900 млн. лет [317]);

— в пределах кристаллического фундамента Русской платформы с эпохой формирования метаморфических пород эклогитовой и гранулитовой фаций (2600—2300 млн. лет [340]), пород курской серии Воронежской антеклизы и их регионального метаморфизма (2600—1750 млн. лет [67]);

2) в пределах Юго-Западного Памира с эпохой образования пород шахдаринской и горанской серий (2700—2500 млн. лет [93, 138]) (?).

* Не исключена возможность того, что формирование и метаморфизм пород конгско-верховецкой и криворожской серий связаны с более древним — позднеархейским-раннепротерозойским циклом.

3) в Северной Америке

— в пределах фундамента Северо-Американской платформы с эпохой гудзонской орогении (около 1900—1600 млн. лет [532]) и гудзонской складчатостью [67], а также формирования Пеннокенского складчатого пояса, протягивающегося из Миннесоты через Висконсин в Мичиган и Канаду (1750—1600 млн. лет [520]), с периодом формирования отложений наладжайния, локализованных в троговых впадинах (2300—1750 млн. лет [19]);

— в пределах Канадского щита с эпохой гудзонского орогеза (1850—1650 млн. лет) и стабилизации большей части Канадского щита (провинции Верхняя, Иеллоунайфская, Черчилл; 1600 млн. лет назад) [412];

4) в Австралии с этапом формирования геосинклинальных граувакковых образований наладжайния (2300—1750 млн. лет [41]);

5) в Индии с эпохой формирования складчатого пояса Восточных Гат ($[1800 \div 1600] \pm 100$ млн. лет [412]);

6) в Африке с орогеническим циклом Бербериды — Фарузиды — Тумбиды (1800—1600 млн. лет [412]); с платформенным циклом Уганда (1850—1650 млн. лет [412]); с постбирримской (эбурнейской) складчатостью (1900 млн. лет) и внедрением бушвельдского комплекса горных пород (1840—1640 млн. лет [400]); с формированием докембрия РС₂ (2500—2000 млн. лет [412]).

Среднепротерозойский джугджуро-становой тектоно-магматический цикл общей продолжительностью от 2000 ± 200 до 1300 ± 100 млн. лет привел к образованию пород удокано-тукурингского и маймакано-уньябомского мегакомплексов (см. табл. 33). Геосинклинальная и инверсионно-складчатая стадии этого цикла в пределах Восточной Сибири не поддаются четкому временному разделению*. Геосинклинальные образования джугджуро-станового цикла представлены миогеосинклинальными терригенными породами удокано-станового комплекса, парагеосинклинальными (субплатформенными) эффузивно-вулканогенными породами маймаканского комплекса и эвгеосинклинальными вулканогенно-кремнисто-терригенными и вулканогенно-терригенными породами южной части зоны Становика и хр. Джагды-Тукурингра. О начале проявления инверсионно-складчатой стадии можно лишь предполагать, считая, что она начиная с 1750 ± 50 млн. лет унаследует инверсионно-складча-

* По-видимому, в связи как с нерезкой пространственной гетерогенностью развития вулканогенно-осадочных комплексов этого цикла и воздействием на них инверсионно-складчатой стадии тимптоно-станового цикла, в частности связанных с ней продуктов гранитоидного магматизма (например, гранитоидный магматизм Кодаро-Удоканской зоны), так и в связи с унаследованным развитием в южных частях зоны Становика-Джугджюра протогеосинклинального режима тимптоно-станового цикла.

тую стадию тимптоно-станового цикла, приводя последовательно к стабилизации все новых областей. Условно принимается, что инверсионно-складчатая стадия джугджуро-станового цикла закончилась около 1300 ± 100 млн. лет назад*.

Среднепротерозойский джугджуро-становой тектоно-магматический цикл $[(2100 \div 1300) \pm 100$ млн. лет], унаследовавший в своем развитии главнейшие структурные элементы инверсионно-складчатой стадии ранне-среднепротерозойского тимптоно-станового цикла, во времени совпал с эпохой стабилизации северной и центральной частей Алданского щита, закончившейся 1300 млн. лет назад. Рассматриваемый цикл коррелируется:

1) в пределах фундамента Восточно-Европейской платформы с эпохами формирования Белорусско-Балтийской, Ингулецкой геосинклинально-складчатых систем, генетически тесно связанных с раннепротерозойскими геосинклинальными (карельскими) системами, унаследующими их развитие [95] и закончившимися стабилизацией Восточно-Европейской платформы (1100 ± 100 млн. лет [412]), в том числе

— в пределах Балтийского щита с эпохой формирования верхнего яруса Саамско-Карельской зоны, сложной субплатформенными образованиями среднего протерозоя, к которым относятся ятулийская серия Карелии и Финляндии, печенгская и имандра-варзугская серии Кольского полуострова [77], в частности образования и регионального метаморфизма сланцев и кварцитов сегозерской серии Карелии (2040—1660 млн. лет [84]); образования основных эффузивов, филлитов печенгской серии** (2090 млн. лет [356]) и их регионального метаморфизма (1710 млн. лет [84]); регионального метаморфизма (амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций) сланцев ладожской серии Северного Приладожья (1885 млн. лет [84]); повторного метаморфизма и ультраметаморфоогенного гранитообразования в гранито-гнейсовом фундаменте Приладожья (1815 млн. лет [84], 1740 ± 50 млн. лет [508]);

— в пределах Украинского кристаллического массива с эпохой формирования Овручско-Волынской складчатой зоны (1700—1200 млн. лет [412, 414]), в частности образования и метаморфизма пород овручской и осницкой серий, пугачевской свиты [271]; образования и метаморфизма пород тетеревской (верхней) серии (2100—1700 млн. лет [500]) и ингуло-ингулец-

* Детальный анализ истории геологического развития в среднем — позднем протерозое Восточной Сибири и Дальнего Востока см. в работах [69, 301, 421 и др.].

** Толщи верхнепротерозойских основных вулканитов (с подчиненной ролью эпиконтинентальных морских отложений) Печенгского и Имандра-Варзугского прогибов Кольского полуострова залегают непосредственно на базальтовом слое. Это объясняется разрушением верхней части земной коры в момент заложения прогибов [290], океанизацией земной коры [128], фазовым переходом физических параметров пород гранитного слоя [419].

кой серии (1900—1600 млн. лет); образования овручского [(1450÷1150)±50 млн. лет] и волинского [(1700÷1400)±±100 млн. лет] орогенических циклов [412]; формирования осницкого [412], коростенского и щелочного приазовского магматических комплексов [618], а также пержанских метасоматитов [40];

— в пределах Белоруссии с периодом образования и метаморфизма пород житковичской серии [271], формирования магматических формаций гранитов рапакиви, гранодиоритовой [618] и комплекса поречанских и житковичских метасоматитов [40];

— в пределах фундамента Русской платформы с эпохой образования пород гнейсово-амфиболитового, парагнейсового и сланцевого комплексов и их регионального метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации (2000—1700 млн. лет [340]), их региональной метасоматической гранитизации (1700—1600 млн. лет [340], в частности гранитизации и глыбового дробления пород готской эпохи (1600—1400 млн. лет [67]);

2) в Северной Америке в пределах Канадского щита с эпохой гренвилльского цикла (1600—800 млн. лет [532]) * и стабилизации гудзонской эпиплатформы (1900±100 млн. лет [412]), формирования парагнейсов Гренвилла и их регионального метаморфизма (2060—1400 млн. лет [412]; 1900—1700 млн. лет), Гурона и Анимики (2000—1750 млн. лет [400]);

3) в Африке с платформенным циклом Караге — Анколе (1400—1200 млн. лет [412]), с Кибарским циклом (1750—1000 млн. лет [400]);

4) в Индии с эпохой вулканизма и осадконакопления во внутрикратонных впадинах докембрия Восточной Индии (2000—1700 млн. лет [590]), формирования складчатых поясов Саколи (1400—1000 млн. лет) и Амгеон (1600—1400 млн. лет [400]).

Средне-позднепротерозойский тектоно-магматический цикл [(1700÷800)±100 млн. лет], четко не обособляющийся в пределах исследованного докембрия Восточной Сибири, но устанавливаемый на основе геолого-радиологического анализа докембрия других областей земного шара. В пределах Восточной Сибири образования этого цикла, по-видимому, отнесены к средне-позднепротерозойскому (джугджуро-становому) и (или)

* Имеются Rb—Sr-изохронные определения возраста по породе в целом до 2300 млн. лет [413]; если они справедливы, то гренвилльская эпоха должна идентифицироваться с тимптоно-становым тектоно-магматическим циклом; в пользу этого свидетельствуют и определения стронциевого возраста рассланцованных гранитоидов протектонического или синтектонического происхождения, локализованных в поле развития регионально метаморфизованных докембрийских пород провинции Гренвилл (2500—2200 млн. лет [548]), а возраст 1800—1600 млн. лет связан с наложенными процессами повторного метаморфизма [548], так же как и более молодые значения возраста.

позднепротерозойскому (монголо-охотскому) циклам в связи с отсутствием четкой пространственной обособленности их продуктов. К средне-позднепротерозойскому циклу могут быть отнесены:

1) в пределах фундамента Восточно-Европейской платформы

— в ее северо-восточной и юго-восточной частях рифейские (байкальские) складчатые системы (зоны миогеосинклинального типа развития довендской стадии консолидации — ранние байкалиды, а также зоны эвгеосинклинального типа — поздние байкалиды [95]);

— в пределах ее фундамента — продукты гранитизации и глыбового дробления в интервале 1100—1000 млн. лет [67];

— в пределах Украинского кристаллического массива — Таврический орогенический цикл $[(1150 \div 750) \pm 50$ млн. лет [412]];

2) в Северной Америке — Келларнейская орогения (950 млн. лет [520]), результатом проявления которой явилось формирование Кивинонского складчатого пояса, простирающегося из Канады в США (Оклахома, Техас, Канзас); вулканогенные, терригенные и терригенно-карбонатные геосинклинальные образования белтия (1400—800 млн. лет [19]), в том числе в пределах Канадского щита — орогения Ист-Кутенай (850—750 млн. лет [532]), такие группы пород, как Атабаска, Дубант, нижний и средний Кивино (1750—1050 млн. лет [400]);

3) в Африке — докембрий РВ $[(1700 \div 1000) \pm 100$ млн. лет], а в пределах Мадагаскара — продукты повторного чарнокитообразования (1000 \pm 100 млн. лет) [412];

4) в Австралии — геосинклинальные образования карпентария (1750—1400 млн. лет [41]) и др.

Позднепротерозойский — палеозойский монголо-охотский тектоно-магматический цикл, начало которого принимается примерно 1300 ± 100 млн. лет назад, унаследует эвгеосинклинальный режим джугджуро-станового цикла, приводя к наращиванию в пределах хр. Джагды-Тукурингра разреза унья-бомской серии (см. табл. 33). Выделение его связано с формированием Монголо-Охотской геосинклинально-складчатой области, достаточно полно описанной во многих работах [36, 421 и др.].

Позднепротерозойский монголо-охотский тектоно-магматический цикл $(1300 \pm 100—570 \pm 50$ млн. лет) может быть сопоставлен:

1) в пределах фундамента Русской платформы с раховским орогеническим циклом [412] и с эпохой формирования галицкого складчатого комплекса (1100—550 млн. лет [413 и др.]);

2) в Казахстане с эпохой образования и метаморфизма кварцитов кокчетавской серии, последнего метаморфизма пород докембрия Улугау (1100—1000 млн. лет) и улугауского гранитоидного магматизма (1060—580 млн. лет [142]);

3) в пределах Восточной Сибири с эпохой формирования складчатых систем Байкало-Саянской дуги и Енисейского кряжа (1100—550 млн. лет [412]), в частности проявления чуйского цикла в пределах Байкало-Патомского нагорья ($[1100 \div \div 700] \pm 100$ млн. лет [412]);

4) в Северной Америке с эпохой формирования геосинклинальных вулканогенных, терригенных и карбонатно-терригенных отложений верхнего докембрия (1600—570 млн. лет [19]), в том числе

— в пределах Канадского щита с периодом формирования отложений и с орогенцией Кивино (1050—620 млн. лет [400]) и повторного метаморфизма гнейсов Гренвилла (1000—800 млн. лет [530, 552]);

— в пределах США с эпохой формирования отложений Мичиганского прогиба и повторного метаморфизма образований Гренвильского пояса (1000—800 млн. лет [531]);

5) в Южной Америке с эпохой консолидации Южноамериканской (Бразильской) платформы (720—500 млн. лет [412]);

6) в Африке с эпохой формирования докембрия РА (1100—620 млн. лет [412]); орогении Катанги (700—600 млн. лет [412]), катангской складчатости (1050—620 млн. лет [400]) и стабилизация Африканской платформы (600 млн. лет [412]); проявления тектонической активизации и повторного метаморфизма пород фундамента древнего щита восточной части Кении в связи с начальной стадией рифтообразования в Мозамбикском поясе (1060—710 млн. лет [37]);

7) в Австралии с эпохой формирования аделаидия (1400—570 млн. лет [41]);

8) в Индии с эпохой формирования Делийского складчатого пояса (850—550 млн. лет), и его стабилизация в Индийскую платформу (570—550 млн. лет [412]).

§ 2. Предпосылки к пересмотру геохронологической шкалы докембрия

Рассмотренные общие закономерности в развитии докембрийских структур земной коры подтверждают главные положения Дж. Сеттона, Ф. Фитча и Дж. Миллера [528] о развитии длительных циклических процессов (хелогенных циклов, по Дж. Сеттону), контролировавших историю Земли, каждый из которых начинался с ранней стадии вулканизма и (или) седиментогенеза, а ближе к концу переходил в инверсионную (инверсионно-складчатую) стадию, завершавшуюся в протогеосинклинальных системах стадией орогенеза. Но вышеизложенные данные не позволяют принять схему хелогенных циклов ни

Дж. Сеттона*, ни Ф. Фитча и Дж. Миллера**, которые являются возвращением к гипотезе чередования периодов планетарного растяжения и сжатия, хотя и не в ее полном классическом виде, как она была развита Х. Штилле, так как каждая стадия вулканизма и седиментогенеза (доорогенный полуцикл Дж. Сеттона) в этих схемах во времени совпадает с пространственно разобщенной инверсионно-складчатой стадией (орогенным полуциклом, по Дж. Сеттону). Поэтому возрастные рубежи указанных хелогенных циклов, фиксирующие вполне определенные геологические события планетарного характера, могут быть приняты за основу периодизации как крупнейших геологических событий, так и геохронологической шкалы докембрия.

Однако рассмотренные выше закономерности в развитии земной коры позволяют несколько по-новому подойти и к обоснованию крупнейших подразделений периодизации докембрия.

Планетарная эра развития земной коры примерно с 4600 ± 200 до 3700 ± 200 млн. лет назад охватывает период с момента формирования планетарного вещества протокоры земного шара до времени заложения прогеосинклинальных систем в связи с развитием алдано-анабарского тектоно-магматического мегацикла. Однако Б. Шубер [515] на основе анализа геохронологических данных выделяет протопланетарный (4750—4210 млн. лет) и дейтеропланетарный мегациклы (4210—3490 млн. лет). Более корректно выделять эти мегациклы в интервалах $(4600 \div 4200) \pm 200$ и $(4200 \div 3700) \pm 200$ млн. лет. Протопланетарный мегацикл, по-видимому, явился тем минимально необходимым отрезком геологического времени, за который в результате распада радиоактивных элементов [435] был приведен в действие механизм основного магмообразования и тектонической активности земной коры, достигший максимума к 3350—3300 млн. лет и приведший к смене планетарного этапа (эры) развития земной коры прогеосинклинально-складчатым стилем дальнейшей ее эволюции в связи с проявлением алдано-анабарского тектоно-магматического мегацикла, который в связи с этим может быть выделен как второй этап в развитии коры земного шара.

К настоящему времени не имеется единого представления о системе периодизации геологической истории развития докембрия земной коры [399]. Большинство исследователей выде-

* Гренвилль (моложе 1100 млн. лет), свекофениды (1900—1100 млн. лет), шамвайя (2700—1900 млн. лет), кола (древнее 2700 млн. лет).

** Альпийский (моложе 250 млн. лет), варисцийско-каледонский (850—250 млн. лет), гренвилль (1550—850 млн. лет), черчилль (2400—1550 млн. лет), Верхнего озера (3500—2400 млн. лет), доверхнеозерский (древнее 3500 млн. лет). Рубежи перехода доорогенных полуциклов в орогенные в пределах указанных циклов составляют 2800—2700, 2000—1900, 1100, 500—400 млн. лет назад.

ляет четыре этапа в докембрийской геологической истории развития земной коры. Наиболее древний из этапов охватывает период в $[3500 \div 2600] \pm 100$ млн. лет, выделяясь под названиями архейского [74, 158, 400 и др.], раннедокембрийского [56, 509], раннеархейского [293], или же катархейского [515], докембрий I [412], докембрий D [494].

Следующий этап ($[2600 \div 2000] \pm 100$ млн. лет) выделяется как раннепротерозойский [74, 75, 158], палеопротерозойский [400], среднедокембрийский [56, 509], архейский [515], докембрий II [412] и C₂ [494].

Этап в интервале 2000 ± 100 — 570 ± 50 млн. лет выделяется под названием «позднедокембрийского» [56, 509] или подразделяется на среднепротерозойский (2000 ± 100 — 1600 ± 50 млн. лет) и позднепротерозойский ($[1600 \div 570] \pm 50$ млн. лет [74, 75, 158, 293]). Л. И. Салоп [400] позднедокембрийский этап разделяет на мезопротозой ($[2000 \div 1750] \pm 100$ млн. лет), неопротозой (1750 ± 100 — 1050 ± 50 млн. лет) и на эпипротозой (1050 ± 50 — 510 ± 10 млн. лет), Н. П. Семенов [412] — на докембрий III (2000 — 1700 млн. лет), IV (1700 — 1200 млн. лет) и V (1200 — 550 млн. лет), а Ю. Шубер и А. Фор-Мюре [494] — на докембрий C₁, B и A с границами соответственно 1800 — 1650 и 1100 — 900 млн. лет. Б. М. Келлер, Г. А. Казаков, М. А. Семихатов и некоторые другие исследователи поздний протерозой выделяют под наименованием «рифей», подразделяя его на ранний (1550 — 1350 млн. лет), средний (1350 — 1000 млн. лет), поздний (1000 — 650 млн. лет) и терминальный рифей (650 — 550 млн. лет), последний из которых чаще обозначается как венд.

С. В. Нужнов и В. А. Ярмолюк [301] обосновали целесообразность выделения границы в 1300 млн. лет вместо 1750 ± 100 млн. лет в качестве рубежа между средним и поздним протерозоем. Б. Шубер [515] поздний докембрий разделяет на метархей (2050 — 1330 млн. лет) и протерозой (1330 — 610 млн. лет), т. е. также подчеркивает значение этой границы в 1300 млн. лет. Он же показал, что наибольшая активность магматической деятельности в земной коре приурочена ко времени в 3310 — 3330 ; 1870 — 1810 и 430 — 490 млн. лет. Первый из этих этапов совпадает со временем образования основных метавулканитов раннеархейского (курультинского) и архейского (федоровского) циклов, т. е. близок к началу алдано-анабарского мегацикла, а второй отвечает максимальному развитию гранитоидного магматизма в зоне Становика-Джугджура в связи с инверсионно-складчатым этапом тимптоно-станового цикла, совпадавшим во времени с началом геосинклинального этапа джугджуро-станового тектоно-магматического цикла. Таким образом, второй этап усиления магматической деятельности очень близок к началу байкало-станового мегацикла.

Таким образом, имеются вполне обоснованные рубежи усиления магматической деятельности и усиления тектонической

активности, фиксируемые в пределах различных частей земного шара, но геологически обоснованных критериев разделения истории докембрийского геологического развития земного шара на крупные этапы дано недостаточно. В связи с этим устанавливаемые алдано-анабарский и байкало-становой тектоно-магматические мегациклы, отражающие крупнейшие этапы в развитии земной коры, могут быть приняты для обоснования периодизации докембрия. При этом следует учитывать предложение Л. И. Салопа [399] о понижении верхней границы архейской эры, основой выделения которой является положение об отсутствии органической жизни на Земле. Действительно, например, данные исследований изотопных отношений серы в пределах пород федоровской серии, время формирования которых устанавливается в интервале 3500—3200 млн. лет назад, указывают на существование в это время простейшей органической (бактериальной) жизни и на зарождение в этот период кислородной атмосферы [302], что находится в противоречии с отнесением образований федоровской и вышележащих серий к архею*.

§ 3. Модель геолого-радиологической шкалы периодизации докембрия

Изложенные данные в совокупности с результатами анализа закономерностей геологического развития докембрия Восточной Сибири позволяют предложить следующую схему периодизации докембрия (табл. 34).

Как следует из данных табл. 34, в докембрийской истории развития Земли устанавливается три зона (надэры) — азой ([4600 ÷ 3700] ± 200 млн. лет), археозой ([3700 ÷ 2100] ± 200 млн. лет) и протерозой (2100 ± 200—610 ± 50 млн. лет), каждый из которых состоит из двух этапов примерно равноценной длительности. Главнейшие рубежи выделенных подразделений определяются появлением простейшей бактериальной жизни (азой—археозой) и более высокоорганизованной водорослевой** (ар-

* В пользу понижения границы архея указывают данные: а) о нахождении бактериеподобных организмов в кварцитах Австралии с возрастом, большим 2700 млн. лет, и в кремнистых сланцах трансвааля, возраст которых порядка 3100 млн. лет [582]; б) установление Д. Г. Рэмом сфероидных структур, сильно напоминающих примитивные водоросли, в серии Фиг-Три системы Свазиленд, которая определено древнее, чем 3000 млн. лет; в) возраст, согласно данным Мак-Грегора, определено древнее 2500 млн. лет для строматолитов из Булавэйэна.

** В нижних частях разреза протерозоя в интервале 2500—1700 ± 50 млн. лет (нижний протерозой), включающего гурон Канадского щита, свекофений

ТАБЛИЦА 34

Схема периодизации докембрия

Тектоно-магматические		Модели геохронологической шкалы						
Мегациклы	Циклы	Предлагаемая схема		Схема геохронологической комиссии				
		Зоны	Рубежи, млн. лет	Подразделения	Рубежи, млн. лет			
III II I	8 7 6 5 4 3 2 1	Фанерозой		570 ± 50	Палеозой		570 ± 50	
		Протерозой	Поздний	1300 ± 100	Протерозой	Поздний	1600 ± 50	
			Ранний			Средний		2000 ± 100
		Архезой	Поздний	2100 ± 200	Архея	Ранний		2600 ± 100
			Ранний	3000 ± 200		3500 ± 100		
		Азой	Поздний	3700 ± 200	Азой		Ранний	4600 ± 200
			Ранний	4200 ± 200				
				4600 ± 200				

Мегациклы: I — планетарно-нуклеарный (верхнеалданский); II — алдано-анабарский; III — байкало-становой. Циклы: 1 — верхнеалданский; 2 — курультинский; 3 — федоровский; 4 — олекминский; 5 — тимптоно-становой; 6 — джугджуро-становой; 7 — ?; 8 — монголо-охотский.

Нижняя часть клеточек, заштрихованная редкой штриховкой, отвечает стадии погружения (вулканизма, седиментогенеза) и регионального метаморфизма, верхняя часть, заштрихованная частой штриховкой, — инверсионно-складчатой стадии (воздымание; эрозия и денудация, гранитообразование ультраметаморфизма воздымания, гранитоидный интрузивный магматизм, с 2100 млн. лет — орогенез).

в Карелии и, вероятно, ятулий Балтийского щита, биррий Западной Африки, систему трансвааль Южной Африки, серию Рораима Гвианского щита и, вероятно, группу Хэмсрели Западной Австралии, найдены ископаемые организмы — строматолиты и другие виды микроокаменелостей и следы органических остатков. При этом предварительные исследования строматолитовых структур из железистой формации Хэмсрели-Рейнджиз (Западная Австралия), как указывает Эджел, наводят на мысль, что они значительно отличаются от более молодых строматолитов.

хеозой—протерозой). Начало археозойского и протерозойского эонов характеризовалось наибольшим усилением магматической активности, первого из них — основного, второго — гранитоидного магматизма. Выделяемые рубежи в 3700 ± 200 и 2100 ± 200 млн. лет отвечают коренной перестройке структуры земной коры, а 3000 ± 100 и 1300 ± 100 млн. лет — появлению новых структурных форм в ее пределах.

Ранний азой отвечал планетарному этапу в развитии Земли, поздний азой — характеризовался нуклеарным режимом развития коры, археозой — развитием древнейших геосинклинальных (про- и протогеосинклинальных) систем существенно субмеридионального — северо-западного направления (по отношению к современным полюсам) с развитием на их фоне гнейсово-купольных структур второго порядка, протерозой — развитием собственно геосинклинальных систем преимущественно субширотного направления, наложение которых на более древние археозойские структуры приводило к образованию «ложных» оvoidных структур, фиксируемых в пределах современных кристаллических щитов. Рубеж 3000 ± 100 млн. лет фиксировал время появления первых древних щитов*, выделяемых под названием «литоплинтов» [100], формирования протогеосинклинальных систем, увеличения контрастности тектонических движений и смены в связи с этим преимущественно вулканогенно-хемогенного литогенеза существенно терригенно-осадочным породообразованием. Рубеж 1300 ± 100 млн. лет характеризовался полнейшей стабилизацией участков земной коры платформенного типа, заложение которых относится к 1900 ± 200 млн. лет, и развитием свойственного платформенному режиму магматизма и седиментогенеза.

Азойский эон развития земной коры [примерно $(4600 \div 3700) \pm 200$ млн. лет] охватывал прото- и дейтеропланетарные этапы развития Земли, которые могут быть выделены соответственно как ранний и поздний азой.

Ранний азой [$(4600 \div 4200) \pm 200$ млн. лет] характеризовался развитием планетарной коры (насыпного типа [431, 432]) и накоплением тепловой энергии в результате распада радиоактивных элементов.

Поздний азой [$(4200 \div 3700) \pm 200$ млн. лет] характеризовался нуклеарным типом развития земной коры** и постепенным усилением магматической (вулканической) деятельности, тектонической активности и процессов интенсивного хими-

* Согласно Е. В. Павловскому [316] — «протоплатформы», А. М. Гудвину — «протоконтиненты» [535].

** Однако имеющиеся данные не позволяют уверенно утверждать отсутствие определенным образом ориентированных структур, контролировавших излияние вулканических пород. По-видимому, и в это время расколы земной коры подчинялись определенной ориентировке — одному или двум господствующим направлениям.

ческого выветривания в условиях слабо расчлененного рельефа, которые достигли максимума примерно 3900—3500 млн. лет назад. Весьма характерными образованиями позднего азоя являются хемогенные кварциты и высокоглиноземистые породы, формирование которых является отличительной особенностью рассматриваемого зона [52, 53, 217, 218, 355, 438 и др.].

Археозойский зон развития земной коры [примерно $(3700 \div \div 2100) \pm 200$ млн. лет назад] характеризовался развитием прогеосинклинальных систем существенно субмеридионального северо-западного направления и позднейших протогеосинклинальных систем того же направления, развитие которых контролировалось, по-видимому, крупнейшими расколами (разломами) земной коры, служившими подводными каналами для проявления преимущественно основного и среднего магматизма и вулканизма, достигших максимума примерно 3500—3300 млн. лет назад. Другой отличительной чертой археозойского зона было появление и развитие простейшей органической жизни, кислородной атмосферы и гидросферы и, как следствие, развитие процессов интенсивного выветривания (в первую очередь химического) и седиментогенеза. Главнейшая роль в формировании прогеосинклинальных образований принадлежала, по-видимому, основному и среднему вулканизму* и процессам химического выветривания протопород Земли и горных пород ранних систем прогеосинклиналей. Роль седиментогенеза, совершенно незначительная вначале, постепенно повышалась, приводя к образованию хемогенно-переотложенных как протопород Земли, так и образований ранних прогеосинклинальных систем, а затем и терригенных пород в результате разрушения и переотложения более древних пород. В пределах археозойского зона устанавливается четыре тектоно-магматических цикла** формирования двух про- и двух протогеосинклинально-складчатых систем, инверсионно-складчатая стадия каждого из которых во времени совпадала с геосинклинальной стадией последующего цикла (см. табл. 34): $[3700 \pm 200 - 3100 \pm 100, 3400 \pm 200 - 2600 \pm 100, (3000 \div 2200) \pm 100, 2500 \pm 150 - 1750 \pm$

* Однако, как показали исследования древнейших архейских пород Канадского щита, среди вулканогенных образований в нижних и средних частях разреза доминируют продукты излияния базальтовых и андезитовых лав и связанных с ними интрузий, а в верхних частях разреза кислые пирокластические породы. Иногда имеет место чередование нескольких подобных мафически-фельзических серий [535]. Осадочные породы представлены как вулканогенными и терригенными разностями, так и хемогенными образованиями.

** М. Г. Раттен предполагает существование «досовременной» атмосферы вплоть до 2000 млн. лет, за которой следовал «переход от бескислородной к кислородной», который длился до 1000 млн. лет [533]. Однако Н. М. Страхов [439] считает, что этот переход тянулся от 3000 до 500 млн. лет и что морская биомасса за период 2500 млн. лет удвоилась. Последние данные изотопных исследований подтвердили представления Н. М. Стрехова [302].

± 50] * млн. лет назад. На основании этого археозойский эон может быть подразделен на ранний и поздний археозой с границей в 3000 ± 100 млн. лет.

Ранний археозой ($[3700 \div 3000] \pm 200$ млн. лет) характеризовался заложением и развитием прогеосинклинальных систем в условиях слабой контрастности тектонических движений, преобладанием процессов вулканизма и хемогенно-осадочного литогенеза над терригенным седиментогенезом и первым развитием гранитоидного магматизма в их инверсионно-складчатые стадии. Конец раннего археозоя фиксируется образованием к 3000 ± 100 млн. лет первых глубоко эродированных складчатых сооружений типа современных щитов, выделяемых под названием «литоплинтов» [100], протоплатформ [316], консолидированных ядер [197].

Поздний археозой ($(3000 \div 2100) \pm 200$ млн. лет) характеризовался, с одной стороны, консолидацией прогеосинклинальных систем первой очереди с образованием на их месте глубоко эродированных складчатых систем типа щитов (литоплинтов), с другой — заложением причисляемых к ним прогеосинклинальных систем, развивавшихся в условиях значительной контрастности тектонических движений и, как следствие, преимущественно терригенного седиментогенеза. С инверсионно-складчатыми стадиями тектоно-магматических циклов в позднем археозое связано и первое наиболее интенсивное гранитообразование ультраметаморфизма воздымания и обусловленное им формирование на фоне линейных структур первого порядка куполовидных структур второго порядка, выделяемых как «овоидные», или «гнейсовые купола» [401].

Верхняя граница позднего археозоя характеризовалась началом стабилизации протогоеосинклинальных систем в результате инверсионно-складчатых движений существенно субширотного направления, с которыми связана коренная перестройка структуры земной коры. Именно наложение существенно субширотных ** структур на имевшие до этого место преимущественно субмеридиональные структуры является, по-видимому, главнейшей причиной широкого развития в докембрии «ложных» купольных структур типа «гнейсовых складчатых овалов» [401].

Протерозойский эон развития земной коры (2100 ± 200 — 570 ± 50 млн. лет) характеризовался стабилизацией протогоеосинклинальных систем, развитием преимущественно субширотных инверсионно-складчатых систем и сопряженных с ними геосинклиналей, формированием областей субплатформенного,

* В последнем четвертом цикле археозойского эона проявлен только лишь протогоеосинклинальный этап, а инверсионно-складчатый (2100 ± 100 — 1750 ± 50 млн. лет) характеризовал переход к новому протерозойскому эону развития Земли и проявлен почти целиком в его пределах.

** По отношению к современным полюсам.

а затем и платформенного режима, а также первым проявлением после инверсионно-складчатых стадий тектоно-магматических циклов стадий орогенеза. Протерозойскому эону свойственны четыре тектоно-магматических цикла, начало каждого из которых характеризовалось усилением седиментогенеза, основного и среднего вулканизма, а конец — гранитоидного магматизма и орогенеза. Помимо интенсивного гранитоидного магматизма и тектогенеза в интервале 2100—1750 млн. лет для протерозоя по радиологическим данным устанавливается усиление тектонической и магматической активности в интервалах 1500—1300 [75, 440, 515], 1150—950 [56, 75, 398, 515], а также 700—600 млн. лет [56, 75, 440, 515], которые фиксируют проявление инверсионно-складчатых этапов указанных четырех протерозойских тектоно-магматических циклов. Протерозойский эон четко подразделяется на ранний и поздний протерозой с границей 1300 ± 100 млн. лет.

Ранний протерозой (2100 ± 200 — 1300 ± 100 млн. лет) охватывал интервал времени от стабилизации протогеосинклинальных систем, заложения геосинклинальных систем существенно субширотного направления и формирования областей с субплатформенным и платформенным режимом развития. Начало протерозойского эона характеризовалось интенсивными процессами гранитообразования и гранитоидного магматизма, начавшимися примерно 2100 ± 100 млн. лет назад и достигшими наибольшей активности в интервале 1900—1800 млн. лет.

Поздний протерозой (1300 ± 100 — 570 ± 50 млн. лет) охватывал интервал времени развития платформенных и геосинклинальных структур с момента полнейшей стабилизации участков земной коры платформенного типа до появления фаунистически охарактеризованных отложений.

Изложенные данные не подтверждают представлений о древних ядрах континентов. Структуры, относимые к ним, в действительности являются результатом совмещения в пространстве разновозрастных линейных про- и затем протогеосинклинально- и, наконец, геосинклинально-складчатых структур, имевших в каждую эпоху их развития определенную ориентировку, в отношении полюсов земного шара. Этот вывод подтверждается исследованиями как в пределах Восточной Сибири, так и в пределах Балтийского щита [114, 211, 441 и др.], Канадского щита (Wanne-Edwards H. R., Hasan Zia-Ue, 1970 г.), Украинского кристаллического массива [413], Индийского щита [590], Австралийского щита [41], Африканского щита [37]. При этом, как справедливо подчеркивает Ю. А. Косыгин [191], направления древних складчатых структур подчиняются планетарным направлениям, а изучение соотношений структурных элементов докембрия с контурами континентов указывает на вероятность существования в докембрии структурных связей между континентами.

Предлагаемая гипотетическая геохронологическая шкала не противоречит всем наблюдаемым геологическим данным, достаточно хорошо объясняет многие закономерности докембрийского геологического развития земной коры и в принципе могла бы служить основой для реконструкции главнейших закономерностей гранитообразования, если бы не приводила к очень серьезным следствиям. Последние заключаются в неразрешимом противоречии устанавливаемых закономерностей формирования земной коры, наибольшее значение возраста пород которой приближается к 4000 млн. лет, даже с самыми фундаментальными представлениями о формировании и эволюции земной коры и земного шара в целом.

Эти представления базируются на принимаемых в геологии и космологии моделях развития Земли как планеты (В. И. Вернадский, А. П. Виноградов, Т. Голд, Л. Э. Гуревич, А. И. Лебединский, Б. Ю. Левин, К. Саган, В. С. Сафронов, Ф. Хойл, В. Г. Фесенков, О. Ю. Шмидт, Г. Юри и др.), согласно которым формирование земной коры и других геосфер любым мыслимым путем, в том числе и начало магматической деятельности, не могло начаться ранее 3,6—2,6 млрд. лет назад [90, 251, 253, 256, 406].

Следовательно, или все полученные и изложенные выше данные о строении и развитии докембрия и предлагаемые на их основе геохронологические рубежи неверны, или принимаемые модели формирования земной коры в процессе образования и эволюции земного шара требуют соответствующего пересмотра.

Однако изложенные данные о закономерностях развития докембрия не только не противоречат геологическим наблюдениям по большинству районов мира, но подтверждаются и прямыми экспериментальными определениями свинцово-изотопного радиологического возраста горных пород, приближающегося к 4 млрд. лет [61, 78, 185, 268, 347, 391, 433, 530, 549 и др.]. Следовательно, есть основания полагать, что принимаемые модели формирования земной коры в процессе образования и эволюции других геосфер и Земли в целом требуют пересмотра в свете приведения их в соответствие с новыми данными, в частности по закономерностям образования и развития земной коры в раннем и среднем докембрии (в аэо и археозое).

К проблеме формирования земной коры в докембрии

Любые модели геологической, петрологической и геохимической эволюции как земной коры в целом, так и отдельных ее структурных элементов неизбежно исходят из определенных представлений о закономерностях формирования литосферы и других геосфер. Вопрос о способе образования земных оболочек является основной проблемой всех наук о Земле.

К настоящему времени не вызывает сомнения несостоятельность идей об образовании земной коры и других оболочек Земли в процессе так называемой «первичной дифференциации» земного вещества из «горячего» звездного материала протопланеты, которые развивались, например, Д. Джинсом, А. Эукемом, В. Гольдшмидтом, Г. Джеффрисом и другими исследователями [52]. Представляется также совершенно не вызывающим сомнения и тот факт, что наша планета никогда не проходила огненно-жидкой стадии, а земная кора не является, как некогда допускали, «накипью» на поверхности Земли [228].

Господствующими на современном этапе развития геолого-астрономических наук являются представления о первоначально «гомогенной» по вещественному составу Земле, образовавшейся путем аккумуляции первично холодных космических тел и частиц. Эти представления отражены и развиты в работах В. И. Вернадского, Л. Э. Гуревича и А. И. Лебединского, О. Ю. Шмидта, А. П. Виноградова, Г. Юри, Ю. Б. Левина, В. С. Сафронова, Т. Голда и других ученых. Согласно данным этих исследователей, современное строение Земли приобрела лишь в ходе своей эволюции, выразившейся в саморазогревании с частичным плавлением и дифференциацией вещества. Химические аспекты этих процессов рассмотрены в работах А. П. Виноградова, Г. Юри, Брауна, Рабе, В. В. Кесарева и других. Геофизическими исследованиями установлено, что Земля состоит из твердого центрального ядра, окруженного внешней пластичной оболочкой (внешнее ядро), нижней и верхней мантии и, наконец, земной коры [20, 90, 96, 97 и др.]. Установлено также, что земная кора и верхняя мантия имеют состав, постепенно меняющийся с глубиной, в то время как нижняя мантия химически однородна [20, 21, 230].

§ 1. Об основных противоречиях в общепринятых концепциях формирования земной коры

С планетарной точки зрения относительно просто показать, что внутренние процессы могут быть причиной как тектонических движений и деформации земной коры, так и частичного плавления вещества Земли. Земля, находящаяся в состоянии термического равновесия, ежегодно теряет около 10^{28} эрг энергии в виде тепла, просачивающегося сквозь земную кору [52]; при этом, как показывают расчеты, за все время развития Земли выделяемая тепловая энергия значительно превосходит энергию, затрачиваемую на формирование складчатых систем [83, с. 368]. Г. Джеффрис указывает на то, что весь тепловой поток может быть обеспечен энергией, генерируемой радиоактивными элементами гранитного слоя мощностью порядка 20 км [97, с. 398]. Расчеты Д. Джולי, В. Г. Хлопина, Е. А. Любимовой свидетельствуют о том, что тепловой энергии, генерируемой радиоактивными элементами в современную и прошедшие эпохи, вполне достаточно для общего или частичного плавления вещества земной коры и подкоровых масс. Согласно современным представлениям, ведущая роль в термальном режиме Земли принадлежит радиоактивным источникам тепла, таким как U, Th и K [249—253]. Остальные возможные источники энергии, такие как химические реакции, сжатие Земли, полиморфные фазовые превращения минералов, вращение Земли и др., не являются определяющими в эволюции Земли, имея резко подчиненное значение сравнительно с энергией радиоактивного распада [230, 406].

Если считать достоверным положение об однородности состава космического вещества, пошедшего на образование Земли, независимо от размера его тел и частиц*, то разделение Земли на геосферы будет возможным лишь после накопления достаточного количества радиоактивного тепла во всем объеме Земли. Как показывают расчеты, основанные на данных теплового баланса Земли, дифференциация земного вещества с образованием геосфер могла начаться не ранее чем через 1—2 млрд. лет после формирования Земли как планеты [229, 251, 253, 256]. Это означает, что начало образования земной коры следует отнести к 2,5—3,5 млрд. лет назад, поскольку возраст Земли определяется $4,6 \pm 0,2$ млрд. лет [432, 437]**. Но подобный вывод находится в явном противоречии с результатами досто-

* Следовательно, и равномерное распределение во всей массе земного шара радиоактивных элементов.

** Возраст земного шара $4,6 \pm 0,2$ млрд. лет подтверждается также и расчетом эволюции изотопного состава свинца при отношениях U/Pb и Th/U; соответствующих устанавливаемым в земной коре [14].

верных экспериментальных определений радиологического возраста древнейших горных пород*, который приближается к 4 млрд. лет [61, 78, 185, 268, 347, 391, 433, 530, 549 и др.].

Примерно 0,5 млрд. лет, которые прошли от конца формирования Земли до образования магматических протопород земной коры, совершенно недостаточно для введения в действие механизма дифференциации вещества Земли под влиянием тепловой энергии, генерируемой радиоактивными элементами при разумно выбранных пределах их распространенности. Если допустить, что глубинные части Земли содержали столько тепловыделяющих элементов, что они обеспечили бы запуск механизма дифференциации ранее, чем через 1 млрд. лет после формирования Земли, т. е. «... что если бы продукты глубинных слоев Земли были столь же радиоактивны, как и поверхностные, то Земля никогда бы не затвердела, тогда как сейсмологические данные совершенно ясно указывают, что Земля твердая» [97, с. 368]. Наконец, если вопреки геологическим и радиологическим данным предположить, что начало процесса дифференциации вещества Земли в результате аккумуляции тепла радиоактивного распада все же имело место 2,5—3,5 млрд. лет назад, то из-за низкой теплопроводности горных пород Земли [83] процесс накопления радиогенного тепла продолжался бы на протяжении всей истории Земли, в результате чего к настоящему времени наша планета опять-таки была бы в огненно-жидком состоянии.

Результаты расчета глубины дифференциации мантии, необходимой для формирования земной коры в процессе выплавления из нее базальтов, проведенного на основе данных о содержании каждого из элементов в земной коре [52, 53], исходя из геохимического моделирования процесса дифференциации мантии в системе силикатная фаза хондритов — базальт — остаточный дунит (рис. 64), не противоречат установленной глубине переработки мантии — ее астеносферному слою (рис. 65). При этом, если для создания соответствующих содержаний в земной коре таких элементов, как Si, Mg, Ca, Na, требуется извлечение их из объема первично гомогенного мантийного вещества на глубину 10—50 км, то для Li, Al, Ga и Ti эта глубина уже составляет 60—150 км, а для K, Rb, Sr, Eu, Th и U — 150—1900 км [57]. По данным же А. А. Смыслова, для аккумуляции в земной коре того количества радиоактивных элементов, которое имеет место в настоящее время, путем дифференциации первично-гомогенного вещества Земли, потребовалось бы извлечение его из объема мантийного материала** на глу-

* Результаты K—Ar-метода определения радиологического возраста по пироксенам в расчет не принимались из-за значительного его искажения.

** Исходя из данных по распространенности радиоактивных элементов в метеоритах, т. е. такой максимальной величины удельной радиоактивности, при которой еще не произойдет расплавления вещества земного шара в результате его саморазогревания и превращения в огненно-жидкое тело.

бину свыше 5000 км [424, 426], а, как известно, мантия кончается на глубине 2900 км и в то же время начиная примерно с глубины 1500 км (нижняя мантия) она достаточно однородна как по составу, так и по строению [21].

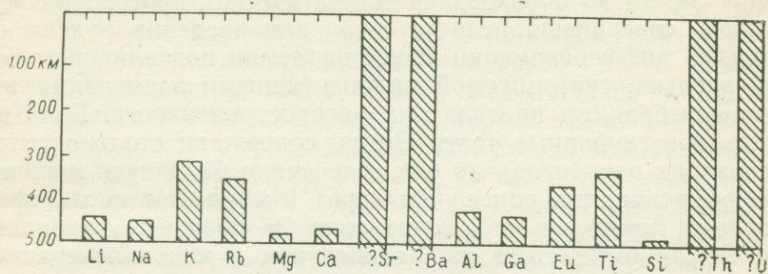


Рис. 64. Глубина дифференциации мантии при выплавлении из нее базальтов, требующаяся для накопления в земной коре различных элементов, устанавливаемая на основе модели системы: силикатная фаза (фракция) хондритов — базальт — остаточный дунит и данных о составе земной коры [57].

При расчете глубины дифференциации мантии суммарная мощность базальтов принята равной 20 км, средняя плотность коры 2,8, мантии 4 г/см³. Глубина дифференциации заштрихована (для Sr она составляет примерно 580, для Ba — 1870, для Th — 1100, для U — 550 км).

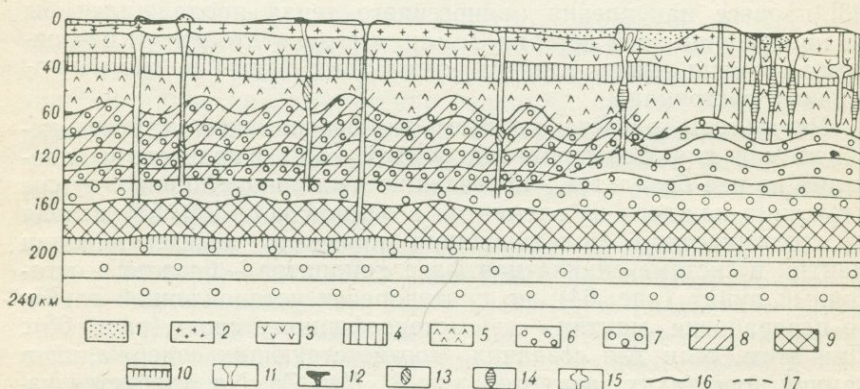


Рис. 65. Сравнение глубинного состояния платформы и геосинклинали [20].

1 — осадочные породы; 2 — «гранитный» (гранито-гнейсовый) слой; 3 — «базальтовый» (гранулито-базитовый и гранулито-эклогитовый) слой; 4 — эклогитовый слой; 5 — перidotиты верхней мантии; 6 — геосинклинальный этаж волновода; 7 — платформенный этаж волновода; 8 — зона охлаждения волновода; 9 — слой антиастенолитов внутри платформенного этажа волновода; 10 — нижний уровень неустойчивости; 11 — глубинные разломы, служащие каналами для подъема магмы; 12 — эффузии; 13 — всплывающие астенолиты платформенных (толеитовых и щелочных) базальтов; 14 — всплывающие астенолиты геосинклинальных базальтов; 15 — промежуточные резервуары, в которых происходит дифференциация глубинных магм; 16 — раздел Мохоровичича; 17 — условная геоиоизотерма (верхний предел выплавления базальтов).

Хотя указанные данные и имеют приближенный характер, тем не менее они однозначно свидетельствуют о том, что устанавливаемая локализация астеносферного слоя в пределах верхней мантии Земли вполне удовлетворительно объясняет

механизм формирования земной коры в отношении главнейших петрогенных элементов, но не в состоянии объяснить механизм накопления таких элементов, как Ba, Sr и, в особенности, высокую концентрацию U и Th в земной коре выплавлением и дегазацией мантии на основе существующих представлений о ее составе и строении. К этому следует добавить, что не хватило бы всей термальной истории Земли ($4,6 \pm 0,2$ млрд. лет), чтобы подобное количество элементов переместилось бы в область коры любым из возможных способов. А если бы каким-то образом и произошла подобная дифференциация вещества, то мощность земной коры в результате ее выплавления была бы не менее, чем в 7—10 раз больше имеющей место в действительности*. Все эти несоответствия еще в большей степени усугубляются данными, свидетельствующими о том, что «... в твердом теле теплопроводность осуществляется столь медленными темпами, что за 4 млрд. лет... практически никакая часть скрытой тепловой энергии внутренних слоев, расположенных ниже глубин в несколько сотен километров, не могла достигнуть поверхности» [83, с. 403]. Заметим, что эти же данные свидетельствуют и о невозможности использования для объяснения термической эволюции Земли в целом энергии, освобождающейся в результате адиабатического сжатия планеты [96].

Создавшиеся противоречия между расчетными данными теплового баланса Земли и экспериментальными исследованиями, в том числе и геофизическими, ее состава и строения Б. Хизен пытается преодолеть, предполагая, что «...либо радиоактивность должна концентрироваться в верхней мантии, так чтобы большая часть тепла генерировалась в верхних 200 км мантии, либо должен существовать какой-то более эффективный, чем теплопроводность, процесс переноса тепла из больших глубин к поверхности. Такой механизм могут обеспечить конвекционные течения в мантии»** [96]. Возможность начального концентрирования радиоактивных элементов на периферии Земли Б. Хизеном не рассматривается; привлечение же им гипотетического механизма конвекционных токов в мантии, невозможных в условиях твердого состояния горных пород, требует допущения их предварительного размягчения или даже распла-

* Предполагается, что материковая земная кора мощностью порядка 35 км представляет собой результат выплавления из слоя верхней мантии мощностью около 200 км [20].

** По Ф. Вайнинг-Мейницу, [96], глубина подкоровых течений не может превышать 1200 км, другие авторы ограничивают зону подкоровых течений глубиной 475 км [83], К. Джером на основании изучения физических свойств мантии природы границы Мохоровичича и сейсмических явлений пришел к выводу о несостоятельности гипотезы о современных процессах конвекции в мантии. Детальное сравнение тектонической истории ряда континентов привело его к выводу о том, что, по крайней мере в течение последних 900 млн. лет конвекция в мантии отсутствовала. Этот вывод, естественно, не распространяется на потоки вещества незначительной мощности.

ления*. Создается замкнутый круг: для того чтобы радиоактивные элементы могли быть вынесены из всего объема Земли на ее периферию для получения имеющих место их концентраций в земной коре, требуется расплавление вещества Земли. А для того чтобы весь объем Земли мог расплавиться (или размягчиться), да к тому же еще за сравнительно короткое время, требуется удельная радиоактивность среднего вещества Земли, сопоставимая с таковой в земной коре, в результате чего, как указывалось ранее, Земля к настоящему времени должна была бы находиться в расплавленном состоянии, что в действительности, однако, не имеет места**.

Стремясь найти выход из создавшегося положения, Б. Ю. Левин и С. В. Маева [230] привлекают механизм В. С. Сафронова [406] о нагревании поверхности зародыша за счет кинетической энергии падающих тел и указывают: «... для столь раннего начала образования земной коры (3,5 млрд. лет.— В. Рудник) начальная температура верхней мантии должна быть 1000—1200°С. Подобная температура не могла возникнуть ни от накопления радиогенного тепла во время аккумуляции вещества Земли, ни от сжатия внутренних слоев нарастающими внешними слоями, а только от нагревания ударами тел, формировавших Землю». Тем не менее этот механизм начального этапа термического режима Земли не снимает имеющихся противоречий; действительно, если принять гипотезу нагревания вещества верхней мантии за счет кинетической энергии падающих тел, то подобный же процесс должен был иметь место и при формировании слоев вещества, слагающих ныне и нижнюю мантию, т. е. в любом случае геофизические исследования показали бы наличие пластического вещества внутри Земли, чего не наблюдается*** [254]. Но даже и при формальном принятии подобной гипотезы невозможно объяснить имеющую место концентрацию радиоактивных элементов в земной коре из-за необходимости допущения процесса извлечения их из нижнерасположенных оболочек земного шара (нижняя мантия, ядро) и, как следствие, принятия модели о дифференциации протовещества Земли, которая, как было показано выше, не находит сколько-нибудь удовлетворительного объяснения.

Некоторые исследователи для объяснения раннего формирования земной коры и процессов дифференциации вещества Зем-

* Это противоречие не снимается и моделью «изначально гидридной Земли», развиваемой В. Н. Лариним [227], прогрессивной и позволяющей решить многие проблемы геологии.

** К аналогичному заключению пришли также Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [455, с. 330].

*** Исключение составляет внешнее ядро, пластичное состояние вещества которого принимается на основе характера происхождения через него сейсмических волн.

ли предполагают наличие какого-то энергетического источника кратковременного действия, например короткоживущей радиоактивности. Рассмотрение всех возможных изотопов показывает, что таковых может быть около 20, например, ^{10}Be , ^{26}Al , ^{32}Si , ^{36}Cl , ^{41}Ca , ^{60}Fe , ^{237}Np , ^{245}Cm , с периодами полураспада от сотен тысяч до сотен миллионов лет. Расчеты показывают, что короткоживущая радиоактивность могла бы представлять собой эффективный источник тепла лишь в течение первых десятков миллионов лет после конца нуклеосинтеза*. Однако известно (например, данные «ксенологии»), что от конца нуклеосинтеза до начала формирования Земли прошло не менее 100—200 млн. лет. Естественно, что подавляющая масса короткоживущих изотопов за это время распадается и, следовательно, Земля не получит необходимого количества тепла для выделения геосфер, развития процессов плавления и дифференциации вещества.

Но и при допущении генераций тепла в результате спонтанного деления трансурановых элементов на самых ранних этапах эволюции Земли, скорость этой генерации не могла быть заметной в сравнении с другими ядерными процессами радиоактивного распада U, Th, K, а роль нейтронно-индуцированного деления в генерации тепла на Земле также пренебрежимо мала (рис. 66 [495]). Наконец, даже если бы Земля и была расплавлена в результате выделения тепловой энергии, связанной с короткоживущей радиоактивностью, то за 4,5 млрд. лет внутренние зоны Земли в силу низкой теплопроводности горных пород не успели бы охладиться, и геофизики фиксировали бы их пластическое состояние, т. е. мы опять приходим к модели первоначально жидкой Земли, несостоятельность которой не вызывает сомнений [52].

Проведенный анализ данных о составе и строении ядра и нижней мантии Земли [435] также привел к выводу о том, что факт высокой плотности ядра Земли, наличие в нем внешней пластичной оболочки, заключенной между центральным ядром и нижней мантией, вещество которых находится в твердом неметаллизированном состоянии, установление наряду с вертикальной также и горизонтальной неоднородности нижней мантии, а также феномен магнитного поля Земли и пространственно-временной его эволюции, требующий для своего объяснения признания железного состава внутреннего и железо-силикатного состава внешнего ядер, наличия тепло-гравитационных конвекционных процессов в пределах внешнего ядра и асимметрии внутреннего и, наконец, различия в угловой скорости вращения

* Имеется в виду последний всплеск звездной активности, реализованный в виде взрыва Сверхновой 4,7 млрд. лет назад и захвативший область галактического пространства, занятого Солнечной системой, когда были синтезированы радиоактивные изотопы, пошедшие на ее строительство.

ядер и их оболочки (нижней мантии), не находят сколько-нибудь удовлетворительного и непротиворечивого объяснения исходя из существующих гипотез и концепций строения и формирования Земли и ее оболочек, которые основаны на представлениях о ее первично-гомогенной природе.

Результатом анализа данных о составе и строении тектоноферы ([435] см. рис. 65) явилось заключение о том, что установленные в настоящее время неоднородности верхней мантии

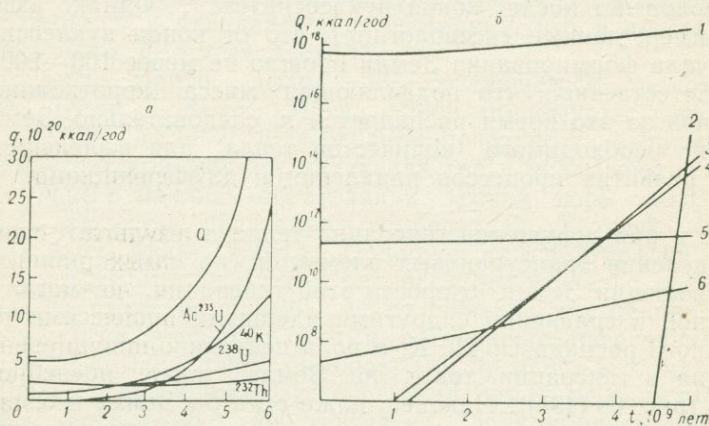


Рис. 66. Выделение радиогенного тепла на протяжении геологической эволюции Земли.

a — по Е. А. Любимовой [250], *б* — по Ю. А. Шуколюкову [495].

Q — суммарный тепловой баланс, генерируемый главнейшими радиогенными элементами. 1 — за счет α -, β - и K -распада U , Th и K ; 2 — $1/2\tau=10$, 3 — $1/2\tau=80$, 4 — $1/2\tau=200$ млн. лет ($1/2\tau$ — эффективный период полураспада гипотетического трансурана, конечным продуктом распада которого являются изотопы ксенона); 5 — за счет спонтанного деления ^{238}U ; 6 — за счет спонтанного деления ^{235}U .

как в горизонтальном, так и в вертикальном измерениях невозможно объяснить с позиций первоначальной гомогенности слагающего ее вещества и что эта неоднородность не могла быть вызвана особенностями эволюции земного вещества в геологическую стадию существования Земли. Наличие отдельных очагов расплавления, расположенных преимущественно на глубинах 100—300 км, и отсутствие таковых на глубинах свыше 700 км могут свидетельствовать в пользу представления о первоначальном обогащении периферических частей Земли радиоактивными элементами [431, 432] и о том, что земная кора представляет собой продукт дифференциации верхов верхней мантии, изначально неоднородной в вертикальном измерении, но в результате дифференциации не «снизу вверх», а «сверху вниз» [389, 435].

Таким образом, приходится констатировать, что в настоящее время не имеется сколько-нибудь удовлетворительной модели формирования не только зонального (оболочечного)

строения земного шара в целом, но даже и способа образования земной коры, поскольку накопленные космогонические, геохимические и геологические данные и основанные на них теоретические расчеты в большинстве случаев не согласуются между собой. Требуется пересмотр имеющихся гипотез и теорий в свете новейших экспериментальных данных, фактов и наблюдений с целью создания непротиворечивой модели эволюции земной коры и реконструкции процесса формирования Земли как геологического тела. Представляется, что определенным выходом из этого противоречия является модель, предложенная Э. В. Соболевым [431] и развитая в работах [369, 389, 432, 435].

§ 2. Об общей направленности и цикличности в формировании земной коры

Максимальная обогащенность протокрысы радиоактивными элементами и ее «насыпной» характер [432, 435], создававший термоизоляционную покрывку, обеспечивавшую аккумуляцию тепла [425, 431], позволили довольно быстро (уже через десятки или первые сотни миллионов лет) привести в действие механизм дифференциации вещества протокрысы либо за счет кристаллизационного фракционирования расплавов (рис. 67, 68), либо путем зонной плавки (см. рис. 70), либо за счет того и другого вместе, но по направлению не от внутренних слоев Земли к наружным, а наоборот — от периферических вглубь. Так начала формироваться земная кора, представлявшая собой продукт совокупности сложных явлений преобразования вещества протокрысы в результате указанных процессов и направления. Распределение радиоактивности в земных глубинах к этому времени иллюстрируется кривой II на рис. 69, а количество выделяемого радиогенного тепла — на рис. 66*.

Для мобилизации вещества более глубоких горизонтов Земли требуется большее количество времени, так как содержание тепловыделяющих элементов понижается в направлении глубинных частей Земли (см. рис. 69). Можно полагать, что к настоящему времени процесс дифференциации Земли (частичным расплавлением) достиг нижней границы верхней мантии на глубине порядка 700—800 км (слой Голицына). Что касается нижней мантии и центрального ядра Земли, то эти геосферы вообще могут не нагреться радиогенным теплом до стадии плавления за любое мыслимое время.

В процессе образования Земли помимо и независимо от нее формировались и другие вторичные тела протопланетного об-

* Следует иметь в виду, что на этих ранних этапах существования Земли внушительным поставщиком тепла являлся калий, поставлявший около 0,27 кал/г в год, или примерно 1/3 всего радиогенного тепла.

лака. Можно предполагать, следуя В. С. Сафронову [406], что к тому времени, когда на зародыше Земли стала наращиваться первичная верхняя мантия, доля крупных вторичных тел, обогащенных радиоактивностью, была уже достаточно велика, чтобы вызвать локальный разогрев отдельных участков. При

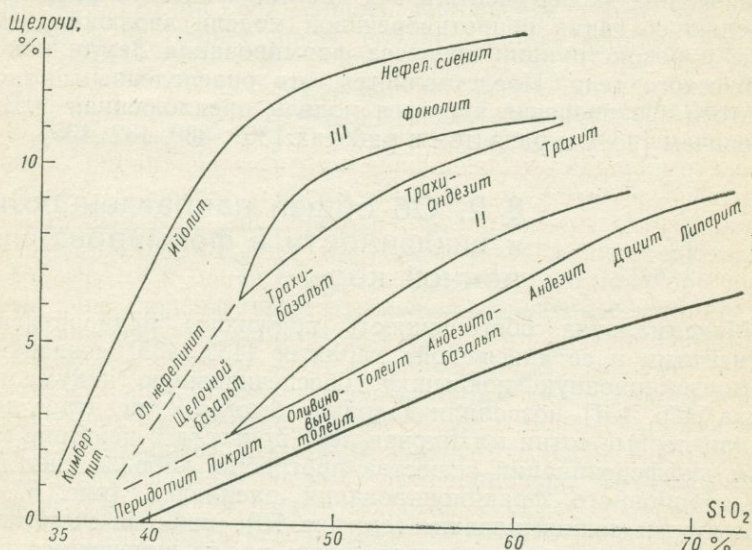


Рис. 67. Три главных магматических ряда, формировавшихся в результате прямого выплавления из вещества (пиролита) верхней мантии, последовательность формирования горных пород и остаточных расплавов, в пределах каждого из которых определялась закономерностями кристаллизационной дифференциации [489].

I — толеитовый ряд магм (насыщенных глиноземом); в качестве прямой выплавки из пиролита могут быть пикритовая, оливино-толеитовая и, вероятно, перидотитовая магмы; имеет большое значение в пределах мало подвижных как континентальных, так и океанических областей, а также геосинклинальных зон на ранних стадиях развития; *II* — щелочной ряд магм; в качестве прямой выплавки из пиролита могут быть щелочная оливин-базальтовая и пикрит-нефелиновая магмы; широко представлены в пределах тектонически спокойных континентальных областей, где объем образованных ими пород почти равен объему пород толеитового ряда, для геосинклиналей не характерны; *III* — ультращелочной ряд магм; в качестве прямой выплавки из пиролита могут быть кимберлитовая и оливин-нефелиновая магмы; не встречаются нигде в значительных объемах, будучи характерными только для областей малой тектонической подвижности.

общем повышенном содержании радиоактивности в верхах мантии (согласно основной идее рассматриваемой модели [389, 435]) эти падающие тела, обладавшие большой кинетической энергией, могли служить как бы спусковым механизмом для запуска процессов дифференциации наружных слоев Земли в результате возникновения локальных очагов расплавления. Помня о подобном механизме, уже легко объяснить экспериментально наблюдаемые неоднородности в верхней мантии. В локальных участках верхов мантии, нагретых ударом крупного тела и сразу же термоизолированных насыпным веществ-

вом растущей Земли, образовывался расплав за счет накопления радиогенного тепла, часть которого могла изливаться на поверхность Земли в виде продуктов вулканической деятельности*. Застывший монолит уже не обеспечивал хорошей изоляции от потерь тепла лучеиспусканием, что приводило к общему застыванию магматического очага со всеми атрибутами магматической дифференциации вещества (см. рис. 68).

По истечении определенного времени расплавы начинали возникать на больших глубинах, поскольку там было меньше тепловыделяющих элементов и требовалось больше времени для накопления достаточного количества радиогенного тепла. При этом общая направленность дифференциации вещества протокоры и первичной верхней мантии проходила сверху вниз. Однако со временем, после первоначального перераспределения тепловыделяющих элементов и изменения теплопроводности возникшей коры по сравнению с протокорой в результате консолидации последней заложение очагов расплавления отодвигалось все на большие и большие глубины, а указанное направление дифференциации вещества осложнялось встречным движением, обусловленным изменением теплопроводности окружающей среды. При усреднении содержаний тепловыделяющих элементов в веществе верхней мантии в результате его выноса в земную кору расплавление ее вещества могло подчиняться закономерностям, установленным Е. А. Любимовой, т. е. происходить на какой-то глубине снизу вверх (рис. 70). Но процессы дифференциации вещества Земли и в первом случае (в протокоры и в первичной верхней мантии), и во втором случае (в верхней мантии после возникновения земной коры, по крайней мере базальтового слоя) проходили, по-видимому, по типу зонной плавки, заключавшемуся в разделении твердого вещества мантии и протокоры (метеоритного вещества) на две фазы — легкоплавкую и тугоплавкую — с выделением путем дегазации легколетучих веществ в виде паров и газов [55, 56]. Вещества, понижающие температуру плавления (щелочи, многие литофильные элементы, например U, Ca, Th и др.), преимущественно переходят в легкоплавкую фазу, располагающуюся ближе к внешним частям Земли, а компоненты, повышающие температуру плавления (элементы мафического характера: Fe, Ni, Co, Mg, Cr и др.), преимущественно остаются в тугоплавкой фазе (см. рис. 65). При этом эффект расщепления вещества на фазы не требует его полного расплавления [57]. Таким образом, в процессе выплавления и дегазации мантии (и протокоры) по типу зонного плавления происходило расщепление вещества мантии на тугоплавкие горные породы верхней мантии (пери-

* Как центрального, так и трещинного типа, подчиняясь ориентировке главнейших систем расколов, связанных с ротационными силами Земли [62, 106 и др.].

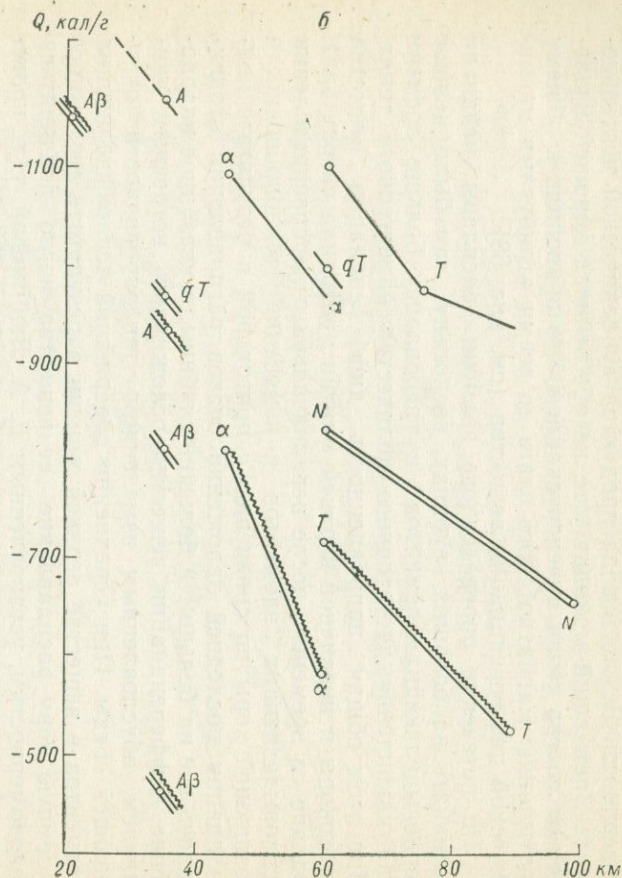
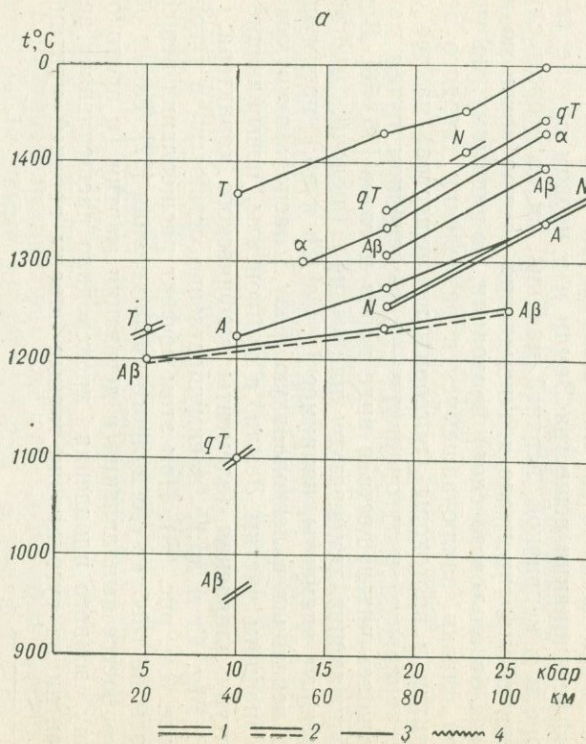


Рис. 68. Температура образования некоторых магм (а) и энергия появления магм и «нормальных» температур плавления на глубине (б), по данным экспериментальных исследований Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда [489].
 Т — оливиновый толеит, qT — кварцевый толеит, глиноземистый, АВ — андезит, α — щелочной оливиновый базальт, N — оливиновый нефелинит. 1 — воды много (5—6%), 2 — воды $\geq 2\%$, 3 — воды нет, 4 — под океаном.

дотиты и дуниты), легкоплавкое базальтическое вещество (горные породы земной коры, в частности океанической коры) и, наконец, легколетучие вещества (пары воды и главным образом отгоняемые с нею легколетучие газообразующие вещества). При этом предполагается, что, раз начавшись, процесс зонного плавления несет в себе необходимый ему для перемещения и дифференциации запас тепла в известной степени вне зависимости от температурного режима окружающих пород мантии [57]. Однако представляется более реальным механизм цикличности зонной плавки [253, 458] (см. рис. 70). При этом независимо от того или иного энергетического механизма зонной плавки фундаментальной характеристикой его является конвекционный перенос тепла и вещества. В результате этого процесса к поверхности Земли поступали не легкие вещества, а легкоплавкие, в основном три фракции вещества мантии и протокоры: базальтоидная магма, растворенная в ней вода, растворенные в воде газы.

Таким образом, указанный механизм в свете изложенной модели формирования Земли является наиболее реальным способом формирования базальтового слоя, представлявшего собой первичную земную кору, сформировавшуюся на ранних этапах геологической эволюции Земли. Время формирования такой «базальтовой коры» * примерно $4000 \pm \pm 200$ млн. лет. При этом первичная базальтовая земная кора должна была по сравнению с протокорой в еще большей степени обогащаться такими тепловыделяющими элементами, как U, Th и K, что следует из механизма разделения вещества по типу зонной плавки и иллюстрируется кривой II рис. 69. Подобная обогащенность указанными элементами должна была приводить к возникновению очагов расплавления уже в самом базальтовом слое, глубина которых и время их зарождения, по видимому, находились в зависимости от отсутствия или наличия теплоизолирующего осадочного чехла и его мощности, согласно модели, развиваемой А. А. Смысловым [423, 425] (см. рис. 55), а также особенно на более поздних этапах развития земной коры и в зависимости от наличия глубинных тепловых потоков и их величин (рис. 71). Исходя из предлагаемой модели формирования Земли резон-

* «Протобазальтовой коры» (протоокеанического типа).

но предполагать, что атмосфера и гидросфера начали формироваться вместе с корой. И действительно, оценки возраста атмосферы указывают на значения порядка 4 млрд. лет, а существование гидросферы в столь ранний период доказывается на-

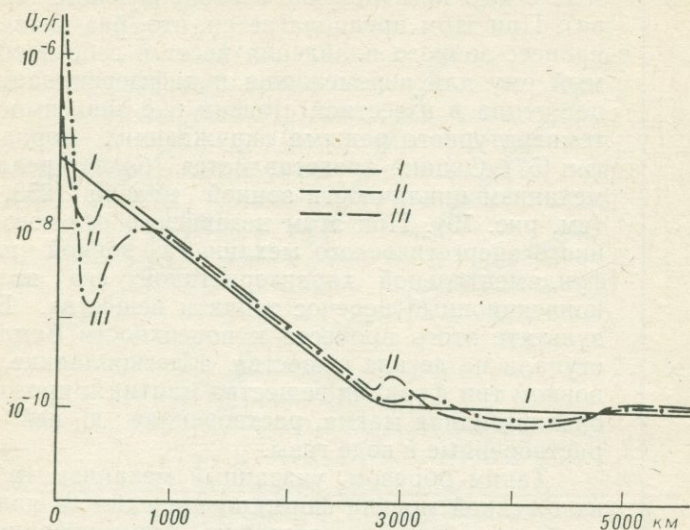


Рис. 69. Распределение радиоактивности в земных глубинах [435].

I — начальное распределение (4,5—4,6 млрд. лет назад) получено в предположении его подчинения логарифмическому закону путем экстраполяции распространенности U от границы ядра с мантией (3000 км), т. е. с глубины, после которой мыслится примерно постоянная распространенность U , $n \cdot 10^{-11}$ г/г (железные метеориты), до поверхности Земли, где распространенность U $8 \cdot 10^{-8}$ г/г (каменные метеориты — ахондриты). Средняя концентрация U в первичной мантии $8 \cdot 10^{-9}$ г/г. Земной коры в нашем понимании в то время не было, была протокора насыпного типа; *II* — распределение во время глобального основного магматизма, приведшего к формированию базальтового слоя, захватившего глубины примерно вплоть до 300—400 км. Началось наращивание земной коры и дополнительное ее обогащение радиоактивностью за счет выноса из нижележащих слоев в процессе дифференциации их вещества по типу зонной плавки (см. рис. 64 и 70). Происходит также дифференциация вещества пластического ядра, приводящая к обогащению его периферии саллическими элементами и его разуплотнению (в том числе к обогащению K , U , Th); *III* — современное распределение. Магматические очаги или очаги расплавления опускаются до глубин 600—700 км. Земная кора обогащена радиоактивностью почти на два порядка по сравнению с первоначальным содержанием, при этом главнейшая масса радиоактивности концентрируется в гранитном слое, U в нем $2 \cdot 10^{-6}$ г/г. Распространенность U в мантии в среднем уменьшается до $3 \cdot 10^{-9}$ г/г, что согласуется с расчетами И. Е. Старика и Э. В. Соботовича. Содержание U на периферии пластического ядра может превышать таковое в низах нижней мантии. График построен в произвольном допущении логарифмического распределения радиоактивных элементов (на примере U). Не исключена возможность более резкого повышения содержания радиоактивности до глубины около 1000 км, отвечавшей увеличению интенсивности «вычерпывания» пыли и газа из околоземного пространства растущей Земли.

личием на Земле первичных хемогенно-осадочных пород и образований кор выветривания (типа глиноземистых кварцитов) с радиологическим возрастом более 3800 млн. лет [61].

При этом вполне вероятно, что Земля, достигнув массы, близкой к современной, в результате захвата из прототуманности уже не только космических пылевых частиц, но и летучих

элементов и газов могла иметь метано-аммиачную (или азотно-углекислую) атмосферу, изначально окружавшую в виде достаточно плотной оболочки протокору насыпного типа. Однако,

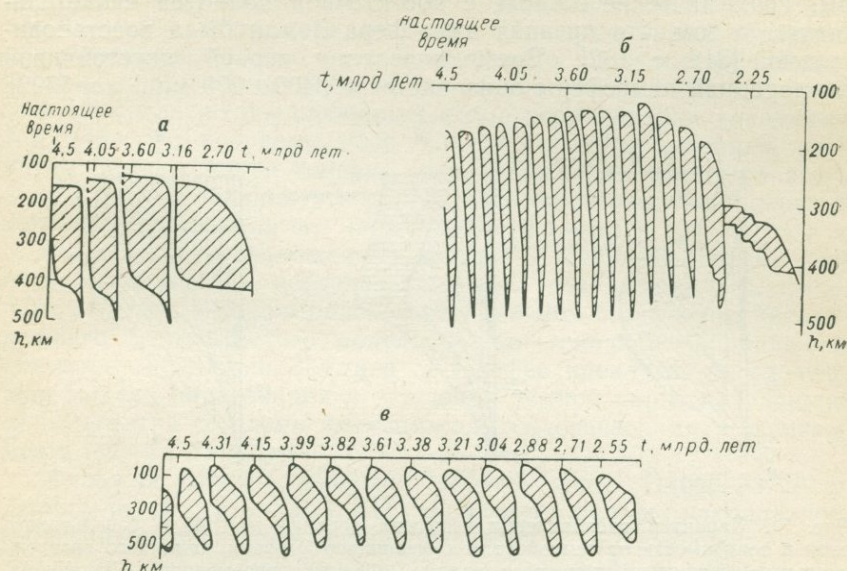


Рис. 70. Цикличность и форма циклов проплавления верхней мантии [458].

Генерация тепла определялась концентрацией $U=0,5 \cdot 10^{-7}$ г/г, распределение источников тепла до начала плавления равномерное, а к современному моменту слоистое, отвечающее делению Земли на кору, мантию и ядро. Начальный слой плавления формируется на глубине около 400 км в период 1,8–2,4 млрд. лет от начала образования Земли. Управляющим параметром движения слоя плавления является отношение $\lambda_{эф}/\lambda$ ($\lambda_{эф}$ — коэффициент теплопередачи в расплавленном слое, λ — коэффициент теплопроводности в твердой среде вне расплавленного слоя, кал/(см · сек · °С)). При $\lambda_{эф}/\lambda=1$ циклов не возникает и зона плавления длительное время стабилизируется на уровне 150–400 км. Переключение теплопередачи с λ на $\lambda_{эф}$ обуславливает передвижение расплавленного слоя вверх: излишек тепла с нижней границы транспортируется к верхней, подплавляя ее, а нижняя граница догоняет верхнюю и на каком-то уровне (30–100 км) под поверхностью слой останавливается и исчезает. За это время в нижних слоях на месте ушедшего расплава восстанавливается молекулярная теплопроводность и тепловая энергия начинает накапливаться до тех пор, пока снова не будет достигнута температура плавления, и в результате нарушения конвективной устойчивости процесс возобновляется.

а — при включении интенсивной теплопередачи в слое расплава (конвективного характера) $\lambda=0,01$, $\lambda_{эф}=0,05$, коэффициент поглощения лучистой энергии $\omega=100$ л/см; число циклов 4, период их 500–300 млн. лет; б — при усилении теплопередачи в зоне плавления до величины $\lambda_{эф}=0,1$ при $\lambda=0,01$ и $\omega=100$. Число циклов 16, период их около 140 млн. лет; в — при увеличении молекулярной теплопроводности верхнего твердого слоя до $\lambda=0,07$ (например, за счет увеличения вклада радиационной составляющей при $\omega=10$), при $\lambda_{эф}=0,1$. Число циклов 13, период их 170 млн. лет, верхняя кромка расплавленного слоя может достигать глубины 30 км, а тепловой поток возрастает на 30–40%.

«...вне зависимости от происхождения и состава первичной атмосферы Земли по истечению некоторого сравнительно короткого времени она была изменена, и преобладающими газами стали азот и углекислый газ» [357]. В дальнейшем произошло

изменение соотношений между газовыми компонентами: накопление одних газов и уменьшение содержания других. В связи с этим могло происходить изменение объема и массы атмосферы. Геохимические данные с достаточной полнотой свидетельствуют о том, что древняя атмосфера Земли была восстановительной [312, с. 182]. Время появления первой неустойчивой кислородной атмосферы оценивается в 3400 ± 200 млн. лет [302].

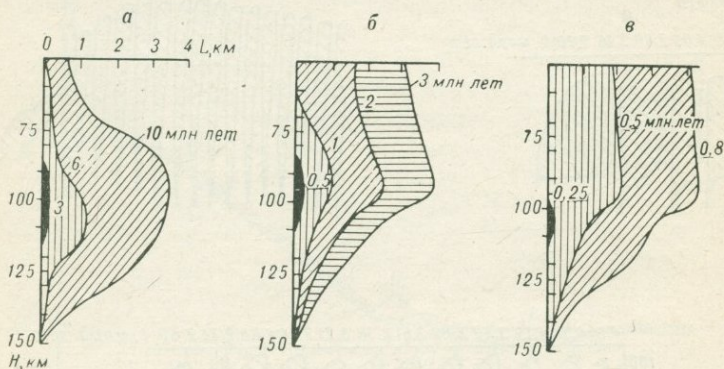


Рис. 71. Характер расплавления вещества верхней мантии и базальтового слоя в зависимости от теплопотока к основанию колонки, заданного согласно реальным величинам теплового поля в области современного вулканизма, а также возможное время образования магматического очага [48]. См. рис. 74. Моделирование проводилось при допущении кондуктивного механизма теплопереноса в рамках классической термодинамики. Предполагалось также, что в определенных интервалах времени теплопоток к торцу колонки стационарный, а величина его по разрезу меняется от 0 до максимума линейно, время образования очага ограничено повышением температуры до 1500°C , а перепад давления в зоне разлома порядка 10 кбар, состав верхней мантии принят соответствующим гранатовому перидотиту (пиролиту, согласно Д. Х. Грину и А. Э. Рингвуду [353]). Теплопоток к нижней границе колонки: а — $1,6 \cdot 10^{-6}$; б — $3,4 \cdot 10^{-6}$; в — $6,9 \cdot 10^{-6}$ кал/(см² · сек).

По мере развития процессов выветривания и денудации первично-магматогенных базальтоидных и андезитовидных пород формировался чехол существенно хемогенно-осадочных и хемогенно-остаточных пород, который мог служить термоизолятором. Значение вулканогенно-осадочных пород в качестве термоизолятора особенно велико для послезойских образований. Формирование подобного чехла является необходимым условием для развития прогрессивной метаморфической зональности, процессов гранитоидообразования и гранитоидного магматизма и перемещения очага магмообразования из базальтового слоя в различные части гранитного слоя. При этом роль такого чехла все возрастала по мере уменьшения количества тепловыделяющих элементов в процессе их радиоактивного распада. Начало процессов гранитоидообразования, приводивших к формированию «гранитного слоя» Земли, по данным радиологического возраста оценивается в $4000\text{—}3500$ млн. лет [530, 549, 590].

Таким образом, из относительно однородного по веществен-

тому составу субстрата протокры и верхней мантии возникла дифференцированная система с закономерным распределением вещества от периферии до глубин в несколько сотен километров по составу, плотности, температуре плавления минеральных ассоциаций и другим его свойствам. При этом время образования протобазальтового слоя, отвечавшего «базальтовой земной коре», укладывается в интервал $(4200 \div 3700) \pm 200$ млн. лет, отвечая согласно предложенной схеме периодизации докембрия (см. табл. 34) позднему аэю. С более поздними этапами развития Земного шара связана уже дальнейшая эволюция этого слоя с формированием в верхней части его «гранитного слоя» и поглощением нижних его частей верхней мантией.

На основании изложенных данных о закономерностях гранитообразования и последовательности главнейших геологических событий в докембрийской истории Земли с учетом предложенного теоретического моделирования основной направленности в формировании Земли и ее геосфер предлагается следующая модель образования и эволюции земной коры, находящаяся в согласии со всеми имеющимися геологическими и экспериментальными данными.

Азойская история развития земной коры $[(4600 \div 3700) \pm \pm 200$ млн. лет; см. табл. 34] характеризовалась накоплением тепловой энергии радиоактивного распада и последующим постепенным усилением со временем магматической, главным образом вулканической, деятельности, тектонической активности и процессов интенсивного хемогенного выветривания в условиях слабо расчлененного рельефа. При этом рубеж $4200 \pm \pm 200$ млн. лет фиксирует переход от планетарного этапа развития Земли с корой «насыпного типа» к геологическому, характеризовавшемуся нуклеарным режимом развития земной коры (в понимании Е. В. Павловского).

Максимальная обогащенность «протокры» радиоактивными элементами, ее «насыпной» характер, создававший термоизоляционную покрывку, которая обеспечивала аккумуляцию тепла, позволили довольно быстро (через десятки или первые сотни миллионов лет) привести к близповерхностному магмообразованию в пределах возникавших очагов расплавления вещества (см. рис. 62, 68, 69) «протокры» и «протомантии» или в процессе его дифференциации и дегазации по типу зонной плавки (см. рис. 64, 70), но по направлению не от внутренних слоев Земли к ее поверхности, а, наоборот, от периферических областей «протокры» в глубь нее. Результатом этих процессов явилось поступление на поверхность Земли легкоплавких и легколетучих веществ «протокры» и «протомантии», а именно базальтоидной магмы, воды и легколетучих газообразующих веществ и обогащение глубинных ее частей тугоплавкой фазой в виде пород типа дунитов и перидотитов. При этом не исключено, что

значительную роль в повышении первоначальной температуры играла кинетическая энергия падающих тел: в локальных участках земной протокры, нагретых ударами крупного тела и сразу же термоизолированных насыпным веществом растущей Земли, за счет накопления радиогенного тепла образовывался расплав, часть которого могла изливаться на поверхность Земли, а застывший в результате этого монолит уже не обеспечивал хорошей изоляции от потерь тепла лучеиспусканием, что приводило к общему остыванию расплава подобного магматического очага со всеми атрибутами дифференциации его вещества.

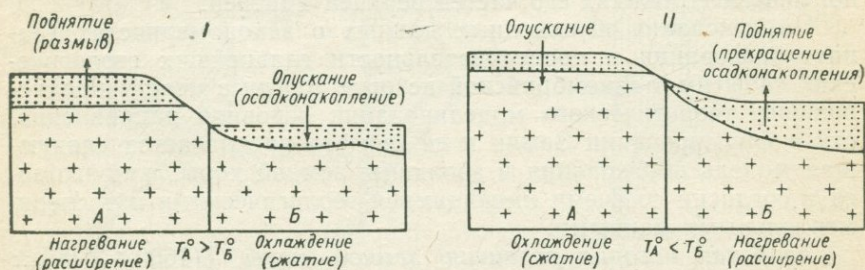


Рис. 72. Вертикальные движения земной коры в зависимости от изменения ее температурного режима в геологические периоды I и II (T_A , T_B — значения температур в блоках A и B в различные геологические периоды) [425].

Подобный механизм, вероятность которого согласно имеющимся расчетам очень велика, приводил к неодновременности развития указанных выше процессов плавления и дифференциации вещества протокры, которые наряду с эффектом термического расширения пород (рис. 72), по-видимому, являлись главнейшим механизмом дифференциальных движений формировавшейся коры в условиях ее нуклеарного режима и развития излияний магматического расплава на поверхность главным образом центрального типа. Результатом последнего явилось формирование многокилометровых покровов протоокеанических толеитовых базальтов и в подчиненной степени сингенетичных им андезитов и дацитов (см. рис. 62, 63).

При этом резонно полагать, что атмосфера и гидросфера начали формироваться одновременно с земной корой. И действительно, оценки возраста атмосферы указывают на значения порядка 4 млрд. лет, а существование гидросферы в столь ранний период доказывается наличием на Земле первично хемогенных осадочных пород и образований типа кор выветривания (типа глиноземистых кварцитов с возрастом более 3,7 млрд. лет). При этом доказано, что газовая оболочка Земли образовывалась в процессе формирования последней, имея температуру у ее поверхности, согласно расчетам Г. Юри, в среднем около 20°C и состав, наиболее вероятный набор соединений ко-

того представлен CH_4 , CO , CO_2 , COS , H_2 , H_2O , H_2S , N_2 , NH_3 , O_2 . В силу быстрого понижения парциального давления H_2 в результате его рассеяния в космическом пространстве, согласно расчетам Г. Юри, состав протоатмосферы определялся такими соединениями, как CO_2 , H_2O при наличии O и N .

Раннее развитие близповерхностных и высокотемпературных процессов магматической активности в «протокоре» в условиях значительного выделения растворов, летучих и тепловой энергии и наличия достаточно плотной протоатмосферы приводило к образованию активной и, очевидно, высокотемпературной гидросферы, обладавшей кислотной реакцией за счет высокого содержания в ней угольной кислоты, и к развитию интенсивных процессов химического выветривания и к формированию хемогенно-осадочных и хемогенно-остаточных образований за счет главным образом вулканогенных пород существенно базальтоидного состава.

Увеличение со временем глубины очагов магмообразования сопровождалось сменой нуклеарного режима примерно $3700 \pm \pm 200$ млн. лет назад существенно линейным стилем развития коры, контролировавшимся расколами, по которым проходили излияния уже более дифференцированных расплавов, приводивших к смене протоокеанических толеитовых базальтов щелочными (рис. 62) и к формированию наряду с покровами базальтовой формации также и образований типа базальтово-липаритовой и спилито-кератофировой формаций. Сформировавшаяся к этому времени земная кора может быть отнесена к континентальной и идентифицирована с базальтовым слоем, который правильнее называть «протобазальтовым», а рубеж $3700 \pm \pm 200$ млн. лет можно рассматривать как время образования «протобазальтового слоя» Земли, отделенного от нижерасположенного «протомантийного» вещества одновременно с ним возникшим «слоем тугоплавкого остатка» типа дунитов и перидотитов верхней мантии.

Археозойская история развития земной коры [$(3700 \div \div 2100) \pm 200$ млн. лет] характеризовалась развитием древнейших про- и протогеосинклинально-складчатых систем (см. табл. 34), заложение которых контролировалось, по-видимому, крупнейшими расколами (разломами) земной коры, служившими подводными каналами для проявления преимущественно основного* и среднего магматизма и вулканизма, достигших максимума примерно 3500—3300 млн. лет назад. Другой отличительной чертой археозойского зона является появление и развитие простейшей органической жизни и кислородной атмосферы, развитие процессов интенсивного выветривания, в

* Типа щелочных базальтов, во времени сменивших протоокеанические толеиты (см. рис. 62), идентифицируемых с континентальными базальтами [47].

первую очередь химического, и седиментогенеза. Роль седиментогенеза, совершенно незначительная вначале, постепенно повышалась, приводя к образованию хемогенно-переотложенных образований, а затем и терригенных пород.

Рубеж 3000 ± 200 млн. лет фиксирует время появления первых древних щитов (протоплатформ, протоконтинентов, консолидированных ядер, литоплитов и т. д.), время формирования вместо уже протогеосинклинально-складчатых систем, увеличение контрастности тектонических движений, смену преимущественно хемогенно-вулканогенного литогенеза существенно терригенно-вулканогенным породообразованием. С инверсионно-складчатыми стадиями тектоно-магматических циклов в позднем археозое связано первое наиболее интенсивное гранитообразование ультраметаморфизма воздымания и обусловленное им формирование на фоне линейных структур первого порядка куполовидных структур второго порядка, выделяемых Л. И. Салопом как «овоидные», или «гнейсовые купола».

При этом именно с археозойским зоном развития Земли связана история формирования «гранитного» и эволюция «протобазальтового» слоев в результате проявления качественно нового процесса эндогенного литогенеза — процесса корового гранитообразования и генетически связанных с ним явлений гранитизации, дегранитизации и базификации, углублявших начавшееся в аэозе формирование зонального строения «протокры» и «протомантии» в результате проявления процессов формирования зональности, отраженных в табл. 27.

В пределах земной коры в закладывавшихся про-, а затем и протогеосинклинально-складчатых зонах устанавливается неизменная тенденция увеличения со временем наряду с терригенным седиментогенезом гранитоидного вулканизма (в результате развития процессов магматической дифференциации в пределах «протобазальтового слоя»), а также корового гранитообразования метаморфизма и ультраметаморфизма погружения и сменявшего их в инверсионно-складчатый этап гранитообразования ультраметаморфизма воздымания и кремнещелочного метасоматизма (в связи с перемещением процесса корового гранитообразования в область формировавшегося «гранитного слоя»).

Каждый новый геотектонический цикл (см. табл. 34) в связи с развитием новой геосинклинально-складчатой (в том числе про- и прото-) области или зоны активизации приводил к обогащению верхних горизонтов земной коры гранитоидным веществом в результате процессов метасоматической и палингено-метасоматической гранитизации и связанного с нею гранитоидного магматизма (в том числе и диапиризма), а также в связи с накоплением терригенно-осадочных пород, более кислых по составу по сравнению с отложениями предшествовавшего цикла осадконакопления.

Таким образом, процессы гранитообразования, неоднократно проявлявшиеся в пределах одной и той же части литосферы в ходе ее геосинклинально-складчатого развития, привели к увеличению кислотности и щелочности верхних частей земной коры, а также к повышению содержания в них тепловыделяющих (U, Th, K) и многих редких и рассеянных элементов

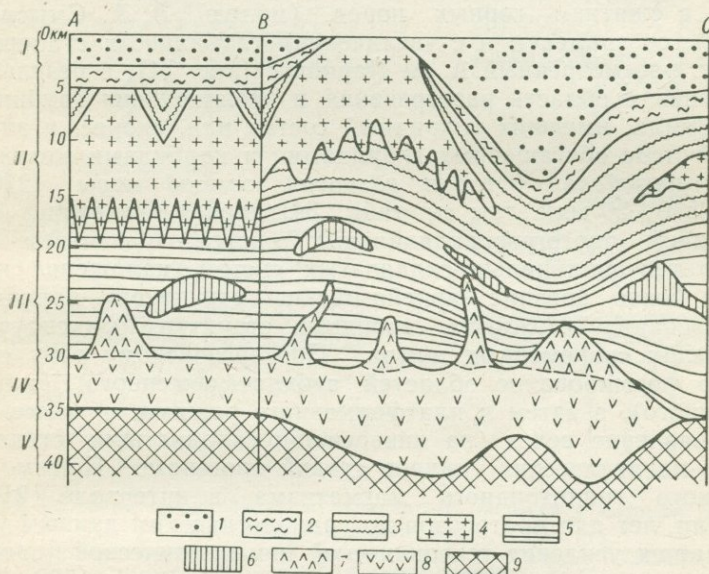


Рис. 73. Схема строения материковой земной коры [20].

A-B — усредненное строение; *B-C* — наблюдаемые пределы колебаний мощности отдельных слоев коры. 1 — осадочные породы; 2 — метаморфические породы зеленосланцевой фации; 3 — метаморфические породы амфиболитовой фации; 4 — граниты; 5 — метаморфические дегранитизированные породы гранулитовой фации; 6 — анортозиты и чарнокиты; 7 — габброидные интрузии; 8 — смесь пород гранулитовой фации и эклогитов; 9 — верхняя мантия.

I — осадочный слой; *II* — гранито-гнейсовый слой; *III* — гранулито-базальтовый слой; *IV* — гранулит-эклогитовый слой; *V* — верхняя мантия (перидотиты и эклогиты).

(см. рис. 61, табл. 27) и к обеднению щелочами, кремнеземом, летучими и указанными элементами глубинных горизонтов коры (в результате их дегранитизации и остаточно-замыкающей базификации) и верхней мантии (в связи с ее дегазацией).

Рубеж 2100 ± 200 млн. лет может рассматриваться как время формирования «гранитного слоя» Земли и превращения «протобазальтового слоя» в «базальтовый» (гранулито-базитовый и гранулит-эклогитовый, по В. В. Белоусову; рис. 73) в результате процессов вначале магматического фракционирования в его пределах и внедрения возникших гранитоидных расплавов в область «гранитного слоя», а затем дегранитизации и остаточно-замыкающей базификации пород протобазальтового слоя и формирования так называемого «антиастиенолитового

слоя» («тугоплавкого остатка», приближающегося по составу к дунитам), сменяющего «базальтовый слой» на глубину (см. рис. 65).

Можно предполагать, что в археозойский зон главным механизмом дифференциальных (в том числе колебательных) тектонических движений в пределах указанных древнейших геосинклинально-складчатых зон наряду с термическим расширением и сжатием горных пород (модель А. А. Смыслова; рис. 72), со временем и с увеличением глубинности становится процесс, рассмотренный А. А. Лариным (рис. 74), в результате вовлечения в область разогревания и расплавления глубинных слоев Земли, имевших гидридный состав или, скорее, в значительной мере обогащенных гидридами и карбидами металлов.

Протерозойская история развития земной коры ($2100 \pm \pm 200 - 570 \pm 50$ млн. лет; см. табл. 34) характеризовалась стабилизацией протогеосинклинальных систем, развитием собственно геосинклинально-складчатых систем, наложение которых на более древние археозойские структуры приводило к образованию «ложных» овоидных структур, фиксируемых в пределах современных щитов. Протерозойскую зону свойственно формирование областей субплатформенного (эоплатформенного), а затем и платформенного режима, а также первое проявление вслед за инверсионно-складчатыми стадиями тектоно-магматических циклов стадий орогенеза. Помимо интенсивного гранитоидного магматизма в интервале 2100—1750 млн. лет для протерозоя по радиологическим данным устанавливается усиление тектонической и магматической (преимущественно гранитоидной) активности в интервалах 1500—1300, 1150—950, а также 700—600 млн. лет.

При этом протерозойская история развития Земли может рассматриваться как история эволюции «гранитного» и «базальтового» слоев, заключающаяся, с одной стороны, в стабилизации этих слоев (формирование платформенных структур, наиболее приемлемым механизмом колебательных движений в пределах которых является механизм, предложенный Е. В. Артюшковым; рис. 75), а с другой — в увеличении их мощности (формирование устойчивых и протяженных геосинклинально-складчатых поясов, тектонические движения в пределах которых скорее всего могут быть объяснены на основе механизмов, указанных на рис. 72 и 74 и действовавших как порознь, так и совместно) и, наконец, в уменьшении их мощности*.

Последнее в отношении гранитного слоя может быть связано с совокупностью таких явлений, как эрозия в областях дли-

* Столь сложный режим развития земной коры нашел отражение и в характере базальтоидного вулканизма, для которого с конца археозоя проявляются как толеитовая, так и щелочнобазальтоидная тенденция.

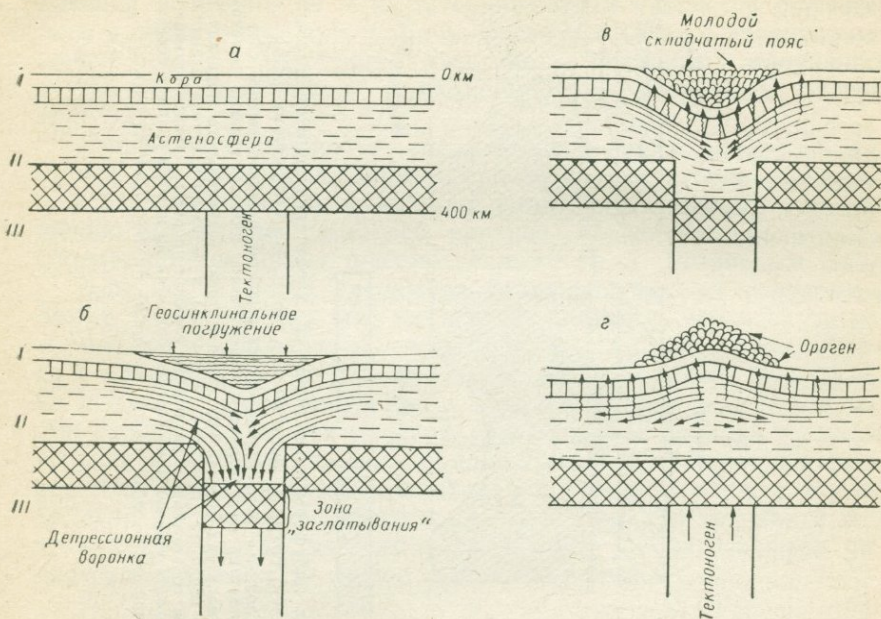


Рис. 74. Развитие геосинклинально-складчатого процесса с позиций гипотезы изначально гидридной Земли [227].

a — схема строения верхних оболочек земли: I — кора, II — мантия (силикаты, окислы), III — слой Голицына (металлы);

б — собственно геосинклинальный этап: в результате заложения в пределах слоя «С» теплового потока и насыщения протонным газом теплопроводящей зоны (тектоноферы), слагающие ее металлы претерпевают уплотнение. Установление первоначального избыточного тока протонированного водорода в мантии обусловлено незначительным обогащением теплопроводными радиогенными элементами или заложением глобальных разрывных структур. Возникновение этого теплотока вызывает дополнительный прогрев теплопроводящей зоны, что, в свою очередь, увеличивает скорость диффузии и обуславливает еще больший прогрев проводящей зоны. В. Н. Ларин предполагает, что протонированный водород поступает из ядра (зона *ε*, представленная металлами с растворенным в них протонным газом, а область *G* сложена водородистыми соединениями металлов — гидридов). Однако не менее вероятно наличие растворенного в металлах газа и в пределах зоны *D*. Поверхностным следствием этих процессов будет заложение геосинклинального прогиба;

в — инверсионный этап: зигзагообразные стрелки отображают вывод тепла, диссипирующего из астеносферы, в кору и демиссионный этап; горизонтальные напряжения, сопровождавшие пластические течения астеносферы, обуславливают одновременное с прогибанием сужение структур и конседиментационную складчатость. С этим этапом связаны региональный метаморфизм, гранитизация и магматизм, оторванные от цикла осадконакопления на время, необходимое для накопления достаточного количества тепла и его вывода из астеносферы в верхние горизонты коры;

г — орогенный этап. В процессе отмирания теплового потока и дегазации протонированного водорода из тектогена последний испытывает разуплотнение, следствием чего на поверхности на месте молодых складчатых поясов происходит воздымание горных систем. Резкий разогрев силикатного материала над тектоногеном, сопровождаемый появлением воды и других летучих, влечет его разуплотнение и уменьшение вязкости, в силу чего этот материал в конце инверсионного этапа и на стадии орогенеза будет всплывать в виде астенолитов, растекающихся по поверхности астеносферы и вызывающих гранитизацию и магматизм на орогенном этапе.

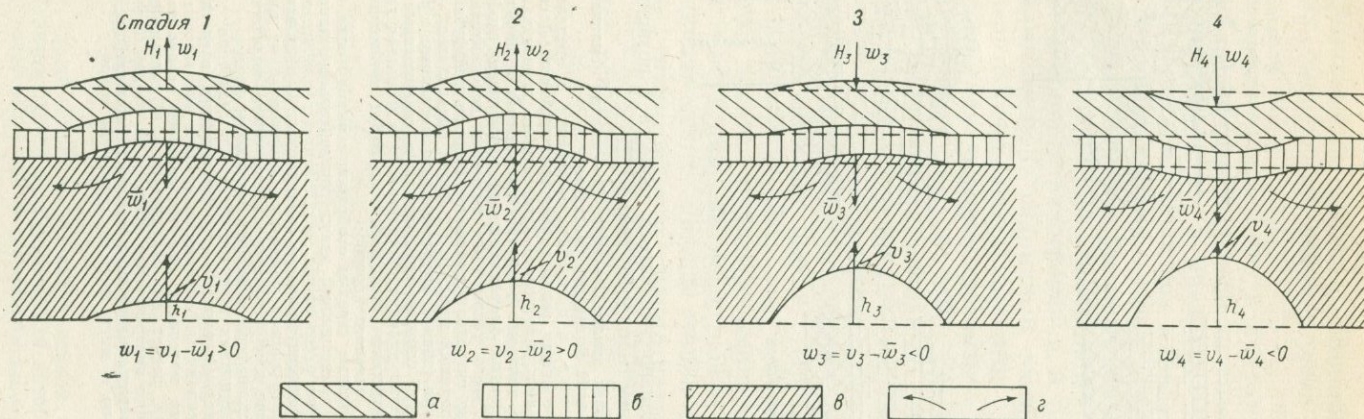


Рис. 75. Схема механизма колебательных движений в пределах платформенных областей, характеризующихся высокими скоростями и малыми амплитудами с периодом в тысячи, сотни и десятки лет, по Е. В. Артюшкову [255].

α — земная кора; β — верхняя мантия; γ — астеносферный слой; δ — направление оттока вещества в астеносферном слое. v и h — соответственно скорость (несколько сантиметров в год) и амплитуда вертикального поднятия на нижней границе астеносферного слоя; ω , H и $\bar{\omega}$ — соответственно скорость (примерно 1 см/год) и амплитуда (несколько сотен метров) вертикального поднятия на верхней границе астеносферного слоя и земной коры, а также скорость его оседания (примерно 1,5 см/год) в результате оттока вещества из-под поднятия в процессе повышения под ним давления. Цифры у символов соответствуют различным стадиям процесса, характеризующегося сменной стадий поднятия (1 и 2) стадиями погружения (3 и 4) в результате уменьшения скорости поднятия на нижней границе астеносферного слоя (v) при условиях: $v_1 < v_2 > v_3 \geq v_4$; $\omega_1 < \bar{\omega}_2 = \omega_3 = \bar{\omega}_4$; $\omega_1 > \omega_2 > (-\omega_3) > (-\omega_4)$; $h_1 < h_2 < h_3 < h_4$; $H_1 < H_2 > H_3 < (-H_4)$.

тельного воздымания, и в особенности с развитием в пределах «гранитного слоя» процессов дегранитизации и остаточно-замыкающей базификации и качественно новых процессов рифтогенеза и океанизации (по В. В. Белоусову) в связи с увеличивающейся ролью в эндогенном литогенезе глубинных мантийных очагов (см. рис. 69) и функционирование вторичных очагов (рис. 71).

Уменьшение мощности «базальтового слоя» может объясняться как прогрессирующими процессами остаточно-замыкающей базификации, так и эклогитизации, приводившими к поглощению его верхней мантией, верхнее ее «антиастенолитовым слоем», по механизму, рассмотренному И. А. Резановым [349].

Для мобилизации вещества более глубинных горизонтов Земли требуется большее количество времени, так как содержание тепловыделяющих радиоактивных элементов понижается в направлении глубинных частей Земли (см. рис. 69). Можно полагать, что к настоящему времени процесс дифференциации Земли (частичным расплавлением) достиг нижней границы верхней мантии на глубине порядка 700—800 км (слой Голицына). Что касается нижней мантии и центрального ядра Земли, то, если распространенность в них U и Th такая же, как в железных метеоритах, эти геосферы вообще не нагреваются радиогенным теплом за любое мыслимое время.

Заключение

В работе предложена и обоснована модель формирования земной коры в докембрии из относительно однородного по вещественному составу субстрата протокоры и верхней протомантии, а также формирования дифференцированной системы с закономерным распределением вещества от периферии до глубин нескольких сотен километров по составу, плотности, температуре плавления минеральных ассоциаций и другим ее свойствам. Следствием неоднородности в содержании тепловыделяющих радиоактивных элементов в протоколе и в протомантии и их насыпного характера, обеспечивших быстрое накопление тепловой энергии, явилось развитие геологических процессов начиная с 4200 ± 200 млн. лет в результате дифференциации вещества планеты, направленной в целом от ее периферии к внутренним частям. Эта дифференциация к настоящему времени достигла глубин 700—1000 км и привела к зональному (оболочечному) строению верхних частей Земли (земной коры и верхней мантии). При этом одним из главнейших факторов формирования земной коры и ее зонального строения явились процессы гранитообразования.

Вся докембрийская история Земли разделена на три зоны: азой ($[4200 \div 3700] \pm 200$ млн. лет), археозой ($[3700 \div 2100] \pm 200$ млн. лет) и протерозой ($2100 \pm 200 - 570 \pm 50$ млн. лет). Азой отвечал времени формирования протобазальтового слоя (соответствовал «первичной базальтовой океанической коре»), а археозой — протогранитного слоя (соответствовал первичной гранитной коре) и эволюции протобазальтового слоя в направлении поглощения нижних его частей мантией и образования собственно базальтового слоя. Протерозой отвечал времени: а) эволюции протогранитного слоя в направлении его дифференцированности с образованием собственно гранитного и переходного диоритового слоев с поглощением нижних частей последнего базальтовым слоем в результате явлений дегранитизации и базификации; б) продолжавшейся эволюции базальтового слоя с поглощением его нижних частей верхней мантией

[349]. К концу протерозоя относится заложение вторичного базальтового слоя, выразившееся в формировании вторичной коры океанического типа [329].

Анализ состава и характера распределения продуктов гранитообразования различных уровней глубинности и данных экспериментальных исследований синтетических систем, близких к природным системам гранитообразования, позволил обосновать теоретическую модель зональности эндогенного литогенеза как для стадий ультраметаморфизма погружения, так и для стадий ультраметаморфизма воздымания. Эта зональность для стадий ультраметаморфизма воздымания в пределах каждаго из докембрийских тектоно-магматических циклов выражена в смене по мере увеличения глубинности процесса следующих комплементарных формаций: кварц-адуляровых, кварц-альбитовых, кварц-микроклиновых, кварц-ортоклазовых метасоматитов и метасоматических гранитов, мигматит-гранитов, чарнокитов (калиевых чарнокитов), эндербитов (натровых эндербитов), глиноземистых эндербитов, анортозитов со сменой их на глубину продуктами замыкающей базификации.

При этом, если в азойский зон гранитообразование имело подчиненное значение, относясь в подавляющей части к симатическому профилю, то для археозойского зона, в пределах которого была сформирована первичная гранитная кора, свойственны все генетические типы гранитообразования как симатического, так и сиалического профиля, в частности палингенно-анатектическое. Последнее наиболее широко проявлено в предынверсионные стадии развития археозойских тектоно-магматических циклов и практически полностью отсутствовало в более поздней истории эволюции гранитного слоя Земли. Палингенно-метасоматическое, метасоматическое, интрузивно-реоморфическое, интрузивно-анатектическое и интрузивно-магматическое гранитообразование сиалического профиля характерно для инверсионно-складчатых стадий всех тектоно-магматических циклов докембрийского развития земной коры, но первое наиболее интенсивное проявление его устанавливается в интервале 3000—2600 млн. лет назад, а максимальная интенсивность его развития относится к интервалу 2100—1700 млн. лет назад. Закономерности гранитообразования конца протерозоя и всего фанерозоя усложнились в связи с перекрытием его сиалического и симатического направлений, что отражено в работе [329].

С позиции предлагаемой модели формирования земной коры в докембрии находят объяснения не только самые общие закономерности гранитообразования, но и данные о мобилизации рудного вещества, которые вели к формированию практически важных концентраций многих металлов. Находит объяснение и направленность в эволюции вещественного состава литосферы, в частности связь тектонического развития земной коры

с ротационным режимом нашей планеты, приуроченность магматических очагов к литосфере и астеносфере и многие другие факты геологического строения и развития Земли.

Предлагаемая модель формирования земной коры находится в согласии с геологическими и геофизическими данными о составе и строении земного шара и позволяет преодолеть наметившиеся противоречия в теоретическом моделировании глобальных геологических процессов (в том числе развиваемых сторонниками как фиксизма, так и мобилизма), а также объяснить такие явления, как относительно короткий промежуток времени от образования Земли как планеты до начала геологической деятельности (менее 1000 млн. лет), одинаковые значения теплового потока на континентах и в океанах, высокое содержание радиоактивных элементов в земной коре при низком их содержании в мантии, наличие слоя размягчения (расплавления) верхней мантии (астеносфера). Она также дает возможность объяснить установленную направленность докембрийского геологического развития литосферы, в том числе самые общие закономерности эволюции земной коры.

Список литературы

1. Айнберг Л. Ф. К вопросу генезиса чарнокитов и пород чарнокитовой серии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 4, с. 102—120.
2. Александров В. В., Игнатъев Н. А., Кобяк Г. Г. Волконскоит Прикалмыя. — Учен. зап. Молотовского гос. ун-та, 1940, т. IV, вып. 3. 77 с.
3. Александров И. В. Натровый метасоматоз в Криворожье. — В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М., 1963, с. 74—148.
4. Александров И. В., Тугаринов А. И. Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963. 203 с.
5. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962. 196 с. Авт.: А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин и др.
6. Андреев Б. А., Ициксон М. И., Красный Л. И. Сочленение земной коры континентального и океанического типов. — В кн.: Геологическое строение СССР. т. 5, М., 1969, с. 240—261.
7. Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Магматические породы Байкальского нагорья. — «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1953, вып. 2, с. 151—212.
8. Афанасьев Г. Д. К проблеме гранита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 1, с. 63—80.
9. Афанасьев Г. Д., Овчинников Л. Н., Брандт С. Б. Влияние различных геологических процессов на искажение цифр абсолютного возраста. — В кн.: Новые данные по геохронол. шкале в абсолютном летоисчислении, датирование тектоно-магматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. М., 1971, с. 3—6.
10. Бабошин В. А., Москалева В. Н., Рудник В. А. Мигматизация, мигматиты. — В кн.: Геологический словарь. Т. 1. М., 1973, с. 462—464.
11. Баженова Г. Н., Кориковский С. П. Взаимоотношения чарнокитов с анортозитами Каларского массива (Олекмо-Витимское нагорье) в связи с проблемой анортозит-чарнокитовой формации. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 2, с. 447—451.
12. Байкова В. С. Метаморфизм архейских пород центральной части Адданского щита. Л., Изд-во ЛГУ, 1972. 19 с.
13. Баклунд Х. Г. Проблема гранитизации. — В кн.: Проблемы образования гранитов. М., 1949, с. 316—337.
14. Баранов В. И., Кнорре К. Г. Возраст земной коры и динамика поступления радиогенных газов (He^4 и Ar^{40}) в атмосферу. — «Геохимия», 1967, № 12, с. 1418—1429.
15. Барсуков В. Л., Клинцева А. П. Экспериментальное моделирование постмагматических процессов изменения гранитов. — «Геохимия», 1969, № 4, с. 404—410.
16. Барт Т. Ф. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956. 414 с.
17. Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 20 с.

18. Башарин А. К., Парфенов Л. М. Прогнбы длительного развития востока Азии. — «Тектоника Сибири», 1970, т. 4, с. 111—120.
19. Башарин А. К., Шульдинер В. И. Тектоника докембрия Северной Америки. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ (тезисы докладов). М., 1971, с. 42—43.
20. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.
21. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Недра», 1968. 255 с.
22. Беляев Г. М. Новые данные об андрадитосодержащих пегматитах Алданского щита. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 6, с. 1434—1437.
23. Беляев Г. М. Литостатическое давление как ограничительный параметр процесса ультраметаморфизма. — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 152—155.
24. Беляев Г. М. Роль давления и механических напряжений в процессах анатектического и реоморфического гранитообразования. — Там же, с. 149—152.
25. Беляев Г. М. Петрология докембрийских гранитоидных пород Алдано-Тимптонского междуречья (Южная Якутия). Автореф. дис. Л., 1975. 27 с.
26. Беляев Г. М., Верхало-Узкий В. Н., Рудник В. А. Новые данные об архейских гранитоидах Алданского щита. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 216, № 2, с. 410—413.
27. Беляев Г. М., Рудник В. А. Комплементарность докембрийских рудно-геохимических формаций и их связь с процессами ультраметаморфизма. — В кн.: Металлогения докембрия. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1975, с. 26—28.
28. Бергер В. И. Особенности гидротермальных изменений вмещающих пород на алданских месторождениях горного хрусталя. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966, с. 269—282.
29. Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах. — «Геохимия», 1958, № 4, с. 307—314.
30. Беус А. А. Режим кислотности — щелочности в процессах метасоматоза как фактор переноса и концентрации редких земель. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М., 1961, с. 149—160.
31. Беус А. А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1, М., 1963, с. 178—194.
32. Беус А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных м-ний. М., 1968, с. 303—378.
33. Беус А. А., Соболев Б. П. О галлоидном переносе элементов в эндогенном процессе. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., 1962, с. 67—75.
34. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
35. Блюман Б. А. Петрология метаморфических комплексов восточной части горного Алтая. — Автореф. дис. Л., 1968. 31 с.
36. Богданов Н. А. Схема стратиграфии докембрийских отложений хребтов Джагды и Тукуруитра. — «Сов. геология», 1958, № 4, с. 165—169.
37. Божко Н. А. Мозамбикский пояс и некоторые особенности верхнедокембрийских «активизированных» зон Африки. — «Геотектоника», 1970, № 6, с. 13—22.
38. Бойд Ф. Р., Мак-Грегор И. Д. Ультраосновные породы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 278—282.
39. Бойко Г. Е. Превращение эманаций мантии в земной коре. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс (тезисы докладов). т. 1. М., 1971, с. 93—94.

40. Бондаренко Б. В. Складчатые зоны докембрия Белоруссии по геофизическим данным. — В кн.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск, 1965, с. 28—38.
41. Борукаев Ч. Б. Тектоника докембрия Австралии. — «Геология и геофизика», 1970, № 8, с. 57—64.
42. Бриджмен П. Исследования больших пластических деформаций и разрыва. Влияние высокого гидростатического давления на механические свойства материалов. М., ИЛ, 1955. 444 с.
43. Булина Л. В. Структура фундамента южной части Сибирской платформы. — «Сов. геология», 1968, № 9, с. 108—112.
44. Бурков Ю. К. Линейные парагенезисы в осадочных толщах как индикаторы условий седиментогенеза. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., 1968, с. 22—26.
45. Василевский М. М. Пропилитизация и оруденение. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1968. 72 с.
46. Великославинский Д. А. К вопросу о формах собственно гранитов рапакиви и рапакивиобразных гранитов на Балтийском щите. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 8, с. 46—54.
47. Великославинский С. Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1975, ч. 105, вып. 1, с. 53—61.
48. Велинский В. В., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. о возможном механизме образования магматических очагов в условиях коры и верхней мантии. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 6, с. 1349—1352.
49. Вендиктов В. М. О возможностях применения геотермометров при изучении полиметаморфических комплексов. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974, с. 41—42.
50. Ветлужских В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов М. А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 26—33.
51. Винклер Т. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. 247 с.
52. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
53. Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. «Вестн. АН СССР», 1962, № 9, с. 16—29.
54. Виноградов А. П. Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры. Т. 2, М., 1964, с. 5—22.
55. Виноградов А. П. Геохимия. — В кн.: Развитие наук о Земле в СССР. М., 1967, с. 70—90.
56. Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронологическая шкала докембрия. — В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М., 1968, с. 48—69 (МГК. 23 сессия Докл. сов. геологов. Проблемы 6 и 13а).
57. Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин И. Н. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии. — «Геохимия», 1970, № 4, с. 389—403.
58. Вишневский А. Н. Особенности метаморфизма западной части Анабарского кристаллического щита. Автореф. дис. Л., 1969. 24 с.
59. Войткевич Г. В. Радиогеология и ее значение в познании истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1956. 112 с.
60. Войткевич Г. В. Радиоактивность в истории Земли. М., «Наука», 1970. 165 с.
61. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Сравнительная геохронология докембрийских образований Енисейского края и Восточного Саяна. — В кн.: IV науч. отчетная конф. геол. факультета Московского Государственного Университета (тезисы докладов). М., 1969, с. 46—48.
62. Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л., «Наука», 1968. 123 с.

63. Вычисление возраста по уран-ториево-свинцовому методу глукбокометаморфизованных пород, испытавших более поздние процессы омоложения. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., 1969, с. 29. Авт.: Э. К. Герлинг, О. А. Левченко, А. Д. Искандерова, Д. А. Михайлов.

64. Гамалея Ю. Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 2, с. 35—40.

65. Гамалея Ю. Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии. — «Геотектоника», 1968, № 6, с. 34—45.

66. Ганеев И. Г. О возможном переносе вещества в форме сложных комплексных соединений. — «Геохимия», 1962, № 10, с. 917—925.

67. Гафаров Р. А. Строеие фундамента Восточно-Европейской платформ и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 82—94.

68. Геологический словарь. М., 1973. Т. 1. 486 с. Т. 2. 456 с.

69. Геологическое строение СССР. М., 1968. Т. 1. 711 с. Т. 2. 534 с. Т. 3. 640 с.

70. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. — «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1959, вып. 8, М.-Л., с. 5—329. Авт.: Г. М. Другова, Л. В. Климов, М. Д. Крылова и др.

71. Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966. 319 с. (Сб. статей. Отв. ред. В. И. Кипул).

72. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., 1965. 290 с. Авт.: Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова и др.

73. Геология, петрография и геохимическая специализация кремнещелочных метасоматитов Русской платформы. — В кн.: Мат-лы к 2 региональному петрографическому совещанию по Европ. части СССР. Л., 1972, с. 43—45. Авт.: Д. П. Виноградов, В. К. Кушев, В. А. Рудник и др.

74. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., «Наука», 1964, с. 287—324. Авт.: Г. Д. Афанасьев, Г. П. Багдасарян, Л. И. Боровиков и др. (МГК. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3).

75. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1968. 331 с.

76. Геохронология докембрия Украинского щита. — В кн.: Геохронология докембрия, М., 1970, с. 36—52. Авт.: Н. П. Щербак, Е. М. Бартникий и др.

77. Герлинг Э. К., Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Геохронология докембрия Балтийского щита. Там же, с. 53—69.

78. Герлинг Э. К., Масленников В. А., Морозова И. М. Древнейшие горные породы Балтийского щита. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 136—141. (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).

79. Гинзбург И. В. Об изменении свойств минералов горных пород в ходе региональной магматической эволюции (на примере гранитных и щелочных пород Кольского полуострова). — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.», 1960, т. 35, № 2, с. 85—101.

80. Глуховский М. З. Позднепротерозойские граниты хребта Удокан. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 3 (5). Чита, 1969, с. 22—23.

81. Глуховский М. З., Ставцев А. Л. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 65—75.

82. Глуховский М. З., Федоровский В. С. О нижней границе удоканской серии и соотношении архея и нижнего протерозоя в Олекмо-Витимской горной стране. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 4, М., 1970, с. 39—41.

• 83. Гогель Ж. Основы тектоники. М., «Мир», 1969. 439 с.

84. Горохов И. М., Герлинг Э. К. Итоги геохронологического изучения восточной части Балтийского щита рубидиево-стронциевым мето-

- дом. — В кн.: Новые данные по геохронол. шкале в абсолютном летоисчислении, датирование тектоно-магматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. М., 1971, с. 67—69.
85. Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. Определение возраста гранитов карелид Юго-Западной Карелии при помощи Rb-Sr изохронного метода. — «Геохимия», 1964, № 10, с. 980—987.
86. Гранулитовая фация метаморфизма. Л. «Наука», 1972. 256 с.
87. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 118—1227.
88. Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968. 187 с.
89. Гришкян Р. И., Копылов П. А. К постановке вопроса о новой тектонической модели Алданского щита. — В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохим. и геофиз. исследований. Вып. 2, Новосибирск, 1970, с. 14—16.
90. Гутенберг Г. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963. 263 с.
91. Давиденко И. В. Использование петрохимии для восстановления условий при магнообразовании. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 20—22.
92. Дагелайский В. Б. Об анатексисе глиноземистых гнейсов. — В кн.: Геология и петрология докембрия. Л.—М., 1960, с. 121—129.
93. Датирование этапов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма полиметаморфических комплексов радиологическими методами. — В кн.: Новые данные по геохронол. шкале в абсолютном летоисчислении, датирование тектоно-магматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. М., 1971, с. 92—93. Ант.: Г. А. Мурина, Б. Я. Хорева, С. Л. Миркина и др.
94. Дедеев В. А. Сравнительный анализ тектоники фундамента молодых и древних платформ (на примере Европейской части СССР, Западной Сибири и Средней Азии). Автореф. дис. М., Изд-во МГУ, 1970. 35 с.
95. Дедеев В. А., Берковский А. Н., Запольнов А. К. Внутренняя структура фундамента Русской и Тимано-Печерской плит и основные этапы его формирования. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 21—29.
96. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967. 280 с.
97. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. Пер. с англ. М., ИЛ, 1960. 485 с.
98. Дзевановский Ю. К. Архейские граниты Алданской плиты. — «Докл. АН СССР», 1946, т. 54, № 3, с. 251—254.
99. Дзевановский Ю. К. Алданский щит. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 3. Магматизм. М., 1968, с. 96—98.
100. Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П. Эволюция древних подвижных областей востока СССР. — В кн.: Орогенические пояса. М., 1968, с. 94—100 (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3).
101. Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М., 1960, с. 77—90 (МГК. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9).
102. Добрецов Н. Л., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Динамика регионального метаморфизма в условиях модели «прострого погружения» коры океанического типа. — «Геология и геофизика», 1970, № 10, с. 14—20.
103. Добрецов Н. Л., Соболев В. С. Учение о метаморфических фациях. — В кн.: Фации метаморфизма. М., 1970, с. 192—242.
104. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Принципы выделения и классификации регионально-метаморфических фаций. — «Геология и геофизика», 1969, № 3, с. 3—16.

105. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972, 288 с.
106. Долицкий А. В. Глобальные структурные планы, их перестройка и движение географических полюсов. «Докл. АН СССР», 1969, т. 181, № 1, с. 171—174.
107. Домарев В. С. Некоторые геологические особенности метаморфогенных рудных месторождений. — В кн.: Геология и полезные ископаемые. Л., 1956, с. 7—42.
108. Домарацкий Н. А. Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. — В кн.: Петрограф. формации и проблемы петрогенезиса. М., 1964, с. 166—179 (МГК. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16).
109. Другова Г. М. К характеристике гранулитовой фации Алдана. — «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1960, вып. 9, с. 265—275.
110. Другова Г. М. Метаморфизм и ультраметаморфизм нижнеархейских пород в зоне становой орогении. — «Труды Якут. фил. АН СССР», 1962, сб. 11, с. 40—54.
111. Другова Г. М. Метаморфизм гранулитовой фации архея Алданского щита. — В кн.: Чарнокиты. М., 1964, с. 39—44 (МГК. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 13).
112. Другова Г. М. Высокотемпературный диафорез в докембрии бассейна р. Зен. — «Геология и геофизика», 1969, № 9, с. 45—54.
113. Другова Г. М., Неелов А. М. Поллметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. — «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1960, вып. 11, с. 142—216.
114. Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., «Наука», 1967, 83 с.
115. Дук Г. Г. Повторная гранитизация архейских образований района поселка Кировского Амурской обл. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.—Л., 1966, с. 132—155.
116. Дук Г. Г., Судовиков Н. Г. Мезозойские диафориты зоны Южно-Турурингского разлома (Верхнее Приамурье). — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.—Л., 1965, с. 76—91.
117. Дядькина И. Я., Орлова М. П. Типы месторождений флогопита. — «Сов. геология», 1974, № 4, с. 14—25.
118. Елисеев Н. А., Метаморфизм. Л., Изд-во ЛГУ, 1959, 415 с.
119. Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, 204 с.
120. Енцов Г. И., Игнатъев Н. А., Старков М. П. К геолого-петрографической характеристике волконскоитовых месторождений Прикамья. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1952, ч. 81, вып. 3, с. 179—184.
121. Ермолаев Б. А. О соотношении негрской и тимптонской серий докембрия Алданского щита. — «Сов. геология», 1972, № 11, с. 132—136.
122. Есин О. А. О формах существования кремнезема в жидких шлаках. — «Докл. АН СССР», 1953, т. 88, № 4, с. 713—716.
123. Есин О. А. О строении расплавленных силикатов. — «Успехи химии», 1957, т. 26, вып. 12, с. 1374—1387.
124. Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. 2 (Взаимодействия с участием расплавов). М., «Металлургия», 703 с.
125. Есин О. А., Лепинский Б. И. О состоянии глинозема в расплавленных шкалах. — «Докл. АН СССР», 1953, т. 91, № 5, с. 1187—1190.
126. Ескин А. С., Обухов С. П., Хренов П. М. Граниты рапакви из Западного Прибайкалья. — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1971, т. 200, № 4, с. 921—924.
127. Жариков В. А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., 1969, с. 69—79.

128. Жданов В. В. История тектоно-магматического развития печенгской осадочно-эффузивной серии. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., 1964, с. 21—34.
129. Жданов В. В. О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита. — «Сов. геология», 1965, № 5, с. 101—112.
130. Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., «Наука», 1966. 66 с.
131. Жданов В. В. Глубинное геологическое строение Русской Лапландии. Автореф. дис. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1967. 43 с.
132. Заварицкий А. Н. Колчеданные месторождения Урала. — В кн.: Статьи по геологии и метаморфизму колчеданных месторождений. М., 1950. 328 с.
133. Закруткин В. В. О температурных условиях регионального метаморфизма чарнокитовой серии Анабарского щита. — В кн.: Авторефераты научно-исслед. работ за 1959 г. Ростов н/Д., 1960. 130 с.
134. Закруткин В. В. Граниты юго-восточной части Анабарского щита. — «Геология и разведка», 1962, № 4, с. 38—48.
135. Знаменский Е. Б., Пополитов Э. И., Цыхановский В. Д. Поведение ниобия, тантала, циркония, гафния в гранитоидах различных стадий формирования складчатых областей. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс. (т. 3, кн. 2. Гранитизация, граниты и пегматиты). М., 1971, с. 69—82.
136. Зырянов В. Н. Физико-химические закономерности формирования минеральных фаций метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 274—280.
137. Иванов И. П. О природе альбитизирующих растворов. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., 1962, с. 92—103.
138. Искандерова А. Д. Разработка метода свинцово-изохронного датирования карбонатных пород и его применение в геохронологии. Л., Изд. Радиевого ин-та, 1970. 27 с.
139. Ицксон Г. В. Связь гранитизации в межгеосинклинальных поднятиях с движениями в геосинклинальных прогибах. — «Геология и геофизика», 1964, № 3, с. 37—45.
140. Ицксон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточноазиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины СССР. — «Сов. геология», 1966, № 1, с. 6—23.
141. К вопросу о генезисе кварц-силлиманитовых включений в биотитовых гнейсах Удоканской серии нижнего протерозоя (Олекмо-Витимская горная страна). — «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 2, с. 411—414. Авт.: Г. Б. Гиммельфарб, Ю. Т. Николаев, Л. Б. Белоненко.
142. К геохронологии докембрия Центрального Казахстана. — В кн.: Новые данные по геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении, датирование тектоно-магматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. М., 1971, с. 79—80. Авт.: Ю. А. Зайцев, С. И. Зыков, А. А. Краснобаев и др.
143. Каденский А. А. Об условиях метаморфизма и ультраметаморфизма архейских пород Алданского щита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 9, с. 66—73.
144. Каденский А. А. Чарнокитовые породы южной части Алданской плиты. — «Учен. зап. Гос. пед. ин-та», 1957, т. 140, с. 83—84.
145. Каденский А. А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.
146. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971. 266 с.
147. Кадик А. А., Хитаров Н. И. Термодинамические условия плавления силикатов при высоких давлениях воды. — «Геохимия», 1969, № 5, с. 523—536.

148. Казанский В. И. О внутреннем строении архейских разломов Центрально-Алданского района. — «Геология рудных м-ний», 1965, № 2, с. 63—79.
149. Казанский В. И., Иванов И. В. Два этапа метаморфизма в разломах Центрально-Алданского района. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 1, с. 169—171.
150. Казанский В. И., Омельяненко Б. И. О мезозойских гидротермальных изменениях архейских пород в Центрально-Алданском районе. — «Геология рудных м-ний», 1967, т. 9, № 1, с. 57—65.
151. Казницын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968. 364 с.
152. Каляев Г. И. Тектоника Украинского щита и положение его в структуре фундамента Русской платформы. В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 50—60.
153. Каменев Е. Н. Состав и условия образования горных пород гранулитовой фации Земли Эндерби (Восточная Антарктида). Автореф. дис. Л., Изд. Ленингр. горного ин-та, 1973. 18 с.
154. Карпенко В. С. Явления метаморфизма урановых руд. — В кн.: Вопросы геологии урана. М., 1957, с. 5—19.
155. Карпов И. К., Киселев А. И. К проблеме флюидного режима верхней мантии. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974, с. 5—6.
156. Карсаков Л. П. Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. — Автореф. дис. Владивосток, 1973. 23 с.
157. Карта магматических формаций СССР, м-б 1:2 500 000 (краткая объяснительная записка). Л., 1971, с. 1—87, Авт.: Е. Н. Горецкая, А. Л. Додин, Т. Н. Иванова и др.
158. Келлер Б. М., Кратц К. О., Неелов А. М. Палеотектоника докембрия СССР. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 16—28. (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
159. Кеннеди Дж. О роли воды в магне. — В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 505—519.
160. Кенъон Д., Стейнман Г. Биохимическое предопределение. М., «Мир», 1972. 336 с.
161. Кириков Д. А., Модзалевская Е. А. Палеозойские и допалеозойские отложения бассейна р. Зеи. — «Сов. геология», 1959, № 3, с. 42—56.
162. Кирилюк В. П. Геология и условия формирования докембрийских комплексов юго-западной окраины Алдано-Витимского щита. — Автореф. дис. Львов, 1966. 23 с.
163. Кицул В. И. Химические анализы биотитов из метаморфических пород иенгрской серии и унгринского комплекса Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 241—245.
164. Клековкин Н. Ф., Горшков Г. С. Геологический очерк Эмельджакского месторождения флогопита (Томмотский район ЯАССР). — «Труды Алданской геол.-развед. экспедиции», 1944, вып. 1, с. 95—97.
165. Ковригина Е. К. Петрология метаморфических толщ раннего докембрия Ангаро-Канской части Енисейского края. Автореф. дис. Л., 1973. 27 с.
166. Козырева И. В. Режим давления при метаморфизме пород станового комплекса. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974, с. 126—130.
167. Козырева И. В. Условия метаморфизма верхнеархейских образований восточной части Становой зоны. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 172—173.
168. Копелович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. — «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1965, вып. 121. 309 с.

169. Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амурской Якутской магистрали, его геологические комплексы. — «Труды ЦНИГРИ», 1935, вып. 41. 24 с.

170. Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). — «Труды ЦНИГРИ», 1936, вып. 86. 67 с.

171. Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1942, ч. 71, вып. 3—4, с. 160—168.

172. Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. — «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1945, вып. 61. Петрограф. сер., № 21. 110 с.

173. Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. — В кн.: Академику Д. С. Белянкину. М., 1946, с. 242—261.

174. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2. 69 с.

175. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных м-ниях. М., 1953, с. 332—450.

176. Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955, с. 220—234.

177. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

178. Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 21—30.

179. Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность при магматических процессах. — В кн.: Гранито-гнейсы. Киев, 1960, с. 7—17. (МГК. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 14).

180. Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. — «Геология рудных м-ний», 1962, № 5, с. 3—12.

181. Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., 1968, с. 69—74. (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1).

182. Кориковский С. П. Гранитизация пород гранулитовой фации в Становой зоне. — «Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.», 1961, т. 36, вып. 5, с. 136—137.

183. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967. 298 с.

184. Корнев Т. Я. К генезису чарнокитов южной части Енисейского края. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 7, с. 115—116.

185. Корольков В. Г., Рудник В. А., Соболев Э. В. О позднеэоценом возрасте древнейших пород Охотского кристаллического массива. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 219, № 6, с. 1441—1444.

186. Косале Я. А. Физико-химические условия формированияamazonит-альбитовых апогранитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 254—255.

187. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Основные проблемы эпигенеза. В кн.: Итоги науки. Общая геология, стратиграфия. М., 1966, с. 37—62.

188. Костерин А. В. О возможных формах переноса редкоземельных элементов гидротермальными растворами. — «Геохимия», 1959, № 4, с. 310—316.

189. Костин В. А. Гранитоиды и диафориты западной части Мурманского блока. — Автореф. дис. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1972. 27 с.

190. Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М., «Наука», 1966. 168 с.

191. Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники докембрия континентов. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ (тезисы докладов). М., 1971, с. 47—49.
192. Котина Р. Н., Френкель М. Я., Ярошевский А. А. Модель тепловой эволюции системы с экзотермическими реакциями и некоторые вопросы палингенеза. — «Геохимия», 1969, № 11, с. 1370—1379.
193. Кравцова Е. И. Системы $Ab-Ap-Og (H_2O)$ и $Ab-Og-Qu (H_2O)$ при p_{H_2O} от 0 до 10 кбар. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 3, с. 5—24.
194. Кравцова Е. И. Система $Ab-Og-Qu (H_2O)$ при p_{H_2O} от 0 до 10 кбар. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 2, с. 5—16.
195. Кравцова Е. И. Петрологический анализ докембрийских гранитоидов на основе системы $Ab-Ap-Og-Qu (H_2O)$ при p_{H_2O} от 1 до 10 кбар. — Автореф. дис. М., 1974. 24 с.
196. Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 3—20.
197. Кратц К. О., Дедеев В. А., Митрофанов Ф. П. Основные этапы формирования складчатой структуры земной коры в докембрии. Там же, с. 104—109.
198. Кренк И. Г., Ойя Р. В. Экспериментальное изучение анатексиса. — «Труды 21 Междунар. геол. конгресса». Т. 2, М., 1963, с. 207—226.
199. Крылова М. Д. К вопросу об определении температур образования пород по методу Т. Ф. В. Барта. — «Геохимия», 1962, № 6, с. 529—535.
200. Крылова М. Д. К вопросу о происхождении древнестановых гранитоидов. — «Геология и геофизика», 1962, № 8, с. 29—40.
201. Крылова М. Д. Этапы гранитообразования в раннем докембрии Алданского щита. — В кн.: Краткие тезисы к симпозиуму «Специфика докембрийского магматизма». Л., 1972, с. 21—22.
202. Крылова М. Д., Борисова К. Д. Процессы ультраметаморфизма в мигматитовых комплексах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (на примере Зейского района). — В кн.: Региональный метаморфизм и рудообразование. Л., 1970, с. 143—163.
203. Крылова М. Д., Васильева С. Н. О температурах формирования жильного материала мигматитов докембрия. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.—Л., 1966, с. 156—168.
204. Крылова М. Д., Седова И. С., Крылов И. Н. Геохимия процессов ультраметаморфизма. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс (тезисы докладов). Т. 2, М., 1971, с. 584—585.
205. Крылова М. Д., Яковлева С. З. Новые данные по абсолютному возрасту пород Зейского района (Амурская область). — «Бюл. комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций», 1970, вып. 9, с. 137—141.
206. Кудрявцев В. А. Тектоника докембрия западной части Алданского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 30—35.
207. Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Плавление пород в условиях слоисто-неоднородной среды и градиента температур. — «Геология и геофизика», 1967, № 12, с. 3—11.
208. Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Исследование температурного поля интрузивов пластинчатой формы при протекании контактно-метаморфических реакций. — «Докл. АН СССР», 1968, вып. 5, т. 178, с. 1164—1167.
209. Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Расчеты температурных полей зон плавления и контактового метаморфизма. — «Вестн. Моск. ун-та. Геология» 1968, № 5, с. 35—44.
210. Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. К динамике процессов регионального метаморфизма и палингенеза. — «Геология и геофизика», 1969, № 6, с. 29—36.

211. Кузнецов Б. И. Наложённые складки в метаморфических породах Беломорского комплекса. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 1, с. 152—155.
212. Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. — «Мат-лы по геологии Зап. Сибири», 1941, № 15 (57). Томск. 178 с.
213. Кузнецов Ю. А. Схема классификации фаций магматических пород. — «Труды Горн.-геол. ин-та», 1949, вып. 5. Новосибирск, с. 27—28.
214. Кузнецов Ю. А. (ред.) Магматические формации. М., «Наука», 1964. 312 с.
215. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1, М., 1969, с. 7—20.
216. Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. — «Геология и геофизика», 1967, № 10, с. 108—122.
217. Кулиш Е. А. Особенности осадконакопления высокоглиноземистых пород иенгской серии алданского архея. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 3, с. 678—680.
218. Кулиш Е. А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, Изд-во Дальневост. науч. центра, 1973. 369 с.
219. Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты в докембрии Украинского щита. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 281—283.
220. Кушев В. Г., Силицын А. В. Трещинные щелочные метасоматиты Восточного Приазовья. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.—Л., 1966, с. 63—75.
221. Лавренко Е. И. Парагенетические соотношения в богатых глиноземом кристаллических сланцах и гнейсах алданского комплекса. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1957, ч. 86, вып. 1, с. 72—84.
222. Лавренко Е. И., Лазько Е. М. О породах гранодиоритового ряда из верховьев р. Алдан. — «Докл. АН СССР», 1953, т. 39, № 6, с. 1083—1086.
223. Лазебник К. А. К петрохимической характеристике гранитоидов иенгской серии Алданского щита. — В кн.: Петрография метаморф. и изверж. пород Алданского щита. М., 1964, с. 138—151.
224. Лазебник К. А. Чарнокиты западной части Алданского щита и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 277—293.
225. Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956. 195 с.
226. Лазько Е. М. Особенности развития земной коры в догеосинклинальный этап. Метаморфизм и магматизм. — «Геол. журн.», 1971, т. 31, вып. 4, с. 8—19.
- 227. Ларин В. Н. О роли водорода в строении и развитии Земли. — В кн.: Научные собрания ин-та минералогии и геологии редких элементов АН СССР. Вып. 6. М., 1971, с. 3—68.
228. Левин Б. Ю. Происхождение и состав Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1957, № 11, с. 1323—1331.
229. Левин Б. Ю., Маева С. В. О термической истории Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1960, № 2, с. 234—242.
230. Левин Б. Ю., Маева С. В. Термическая история мантии как физическая основа выплавления земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., 1968, с. 75—81 (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1).
231. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды. Т. IV (Петрология). М., Изд-во АН СССР, 1955. 446 с.
232. Лейтес А. М. Докембрийский кристаллический комплекс между речью Сьюльбана и Конды (Олекмо-Витимская горная страна). — «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та сиб. отд. АН СССР», 1962, вып. 5, с. 201—220.

233. Лейтес А. М. Запад Алданского щита, его границы и особенности развития. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1965, № 5, с. 65—79.
234. Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. — *Труды Геологического института АН СССР*, 1965, вып. 122. М., с. 183.
235. Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника запада Алданского щита. — *«Геотектоника»*, 1972, № 2, с. 46—60.
236. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. — Автореф. дис. Иркутск, 1972. 73 с.
237. Летников Ф. А., Шкандрий Б. О. Флюидный режим метаморфизма. — В кн.: Термодинам. режим метаморфизма. Л., 1974, с. 4—5.
238. Лицарев М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1961. 166 с.
239. Лопатин Б. Г. Происхождение биотит-роговообманковых гранитоидов Анабарского щита. — *Учен. зап. НИИГА. Регион. геол.*, 1969, вып. 14, с. 5—17.
240. Лопатин Б. Г. Гранитоиды Анабарского щита и их происхождение. Автореф. дис. Л., Изд. НИИГА, 1970. 22 с.
241. Лопатин Б. Г. О температурах формирования докембрийских гранитоидов Анабарского щита. — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970, с. 126—133.
242. Лопатин Б. Г. Поведение некоторых элементов-примесей при гранитизации метаморфических пород восточной части Анабарского щита. — В кн.: Раннедокембрийские образования цент. части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л., 1974, с. 69—74.
243. Лопатин Б. Г., Вишневский А. Н. О нижнепротерозойских жильных гранитоидах на Анабарском щите. — *«Докл. АН СССР»*, 1968, т. 180, № 4, с. 941—943.
244. Лутц Б. Г. Граниты Анабарского массива. — *«Труды Якут. фил. СО АН СССР. Сер. геол.»*, 1962, сб. 11, с. 30—39.
245. Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964. 123 с.
246. Лутц Б. Г. Чарнокитовая серия Анабарского массива в Сибири. — В кн.: Чарнокиты. М., 1964, с. 32—33. (МГК. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 13).
247. Лутц Б. Г. Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 159—182.
248. Лутц Б. Г. Реакции формирования эклогитов. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., 1968, с. 127—133. (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1).
249. Любимова Е. А. Влияние радиоактивного распада на тепловой режим Земли. — *«Изв. АН СССР. Сер. геофиз.»*, 1952, № 2, с. 13—14.
250. Любимова Е. А. К вопросу о разогревании Земли. — В кн.: Геол. результаты прикладной геохимии и геофизики. Раздел II. Геофизика. М., 1960, с. 14—19.
251. Любимова Е. А. Источники внутрипланетного тепла. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1, М., 1963, с. 30—38.
252. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Недра», 1968. 278 с.
253. Любимова Е. А. Тепловые потоки и динамика земных недр. — *«Изв. АН СССР. Сер. физика Земли»*, 1970, № 5, с. 3—30.
254. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с.
255. Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., «Наука», 1968. 29 с.
256. Маева С. В. Тепловая история Земли с железным ядром. — *«Изв. АН СССР. Сер. физики Земли»*, 1971, № 1, с. 3—12.

257. Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 51—58.
258. Мануйлова М. М., Неелов А. Н., Никитин Л. П. Геологическая интерпретация K—Ag возрастных значений по биотитам. — «Сов. геология», 1969, № 4, с. 22—35.
259. Маракушев А. А. Парагенезисы пересыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского щита. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, с. 265—282.
260. Маракушев А. А. Некоторые минеральные фации метаморфических пород, бедных кальцием. — В кн.: Чарнокиты. М., 1964, с. 54—76 (МГК, 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 13).
261. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.
262. Маракушев А. А. К проблеме чарнокитов. — В кн.: Проблема геологии на 22 сессии Междунар. геол. конгресса. М., 1966, с. 165—178.
263. Маракушев А. А. Особенности метаморфизма древних толщ на Дальнем Востоке. — В кн.: Особенности магматизма и метаморфизма на Сов. Дальнем Востоке. М., 1968, с. 32—46.
264. Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968. 200 с.
265. Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 3, с. 20—37.
266. Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности—щелочности гранитоидов, бедных кальцием. — В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., 1966, с. 5—72.
267. Маракушев А. А., Перчук Л. А. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1974, с. 102—130.
268. Масленников В. С. Древнейший докембрий Кольского полуострова. — Автореф. дис. М., 1969. 49 с.
269. Материалы по геологии и петрографии Анабарского массива. — «Труды Аркт. ин-та», 1936, т. 64. 130 с. Б. Н. Рожков, Г. Г. Моор, Б. В. Ткаченко.
270. Материалы по геологии и полезным ископаемым. ЯАССР. Вып. 16. Якутск, 1968. 145 с.
271. Махлин Е. М. Докембрий южной части Белорусской СССР. — «Докл. АН СССР», 1952, т. 84, № 3, с. 571—573.
272. Менерт К. Р. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ., 1963. 154 с.
273. Менерт К. Р. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971. 327 с.
274. Метасоматизм и рудообразование. Гл. ред. Ю. В. Казидын. Л., 1972. 284 с.
275. Миловский А. В., Матвеева С. С. Некоторые особенности распределения элементов в процессе гранитизации пород. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс. Т. 3, Кн. 2. Гранитизация, граниты и пегматиты. М., 1971, с. 473—491.
276. Миронюк Е. П. Геология докембрия западной части Алданского щита. — Автореф. дис. Л., 1968. 15 с.
277. Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971. 236 с.
278. Митич Г. Б. К вопросу о возрасте аляскистов Алдана. — «Труды Всесоюз. научно-исследовательского института пьезооптического минерального сырья», 1960, т. 3, вып. 2, с. 13—19.
279. Михайлов Д. А. Рудоносные магнезиально-кальциевые метасоматиты докембрия. Л., Изд-во ЛГУ, 1975. 46 с.
280. Мокроусов В. А. Тектоника нижнего докембрия Алданского щита. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3., М., 1970, с. 150—155.

281. Мошкин В. Н. Схема стратиграфии докембрия Удско-Зейского района. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ». Л., 1959, № 6, с. 99—105.
282. Мошкин В. Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджур. — В кн.: Докембрий восточных районов СССР. Вып. 1. Л., 1961, с. 39—71.
283. Мошкин В. Н. Докембрий восточной части хребта Станового и южной части хребта Джугджур. — Автореф. дис. Л., 1962. 20 с.
284. Мошкин В. Н., Путинцев В. К., Дагелайская И. Н. Основные черты докембрийского магматизма Восточной Азии. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 163—170. (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
285. Мошкин В. Н., Шпак Н. С. Раннедокембрийские метаморфические образования хребта Станового и южной части хребта Джугджур. — В кн.: Докембрий вост. районов СССР. Вып. 2. Л., 1967, с. 5—70.
286. Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса и системы и особенности их развития. — Изв. Геол. ин-та Болгарской Академии наук. Сер. геотектоника, стратиграфия и литология, кн. 17. София, с. 41—51.
287. Мурзаев С. П. Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов. Якутск, Якут. книжное изд-во, 1974. 180 с.
288. Мусатов Д. И. Проблема магнообразования и глубинные разломы. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных м-ний. М., 1964, с. 67—76.
289. Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. М., «Недра» 1964. 123 с.
290. Наливкина Э. Б. О значении изучения породообразующих железо-магниевого силикатов и алюмо-силикатов для расчленения, корреляции горных пород и установления генетических связей. — «Труды ВСЕГЕИ», 1966, т. 65, с. 36—45.
291. Наливкина Э. Б., Жданов В. В. Магматические формации Балтийского щита и Украинского кристаллического массива. Закономерности развития и распределения формаций. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970, с. 20—32.
292. Наливкина Э. Б., Петров С. Г. Енисейская складчатая система. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 3. Магматизм. М., 1968, с. 164—185.
293. Неелов А. Н. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 41—51. (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
294. Неелов А. Н., Седова И. С. Западная часть Станового хребта. — В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Полутом. Азиатская часть СССР. М., 1963, с. 264—286.
295. Николаев В. А. О процессе отделения летучих соединений из магмы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1944, № 5, с. 51—64.
296. Николаев В. А. О тройных системах с летучими компонентами и этапах глубинного магматического процесса. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1946, ч. 76, вып. 1, с. 293—319.
297. Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных м-ниях. М., 1953, с. 93—121.
298. Новохатский И. А., Есин О. А., Чучмарев С. К. О диффузии водорода в расплавленных шлаках. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 136, № 4, с. 868—871.
299. Новые данные об азойском возрасте древнейших образований Земли. — В кн.: Определение абс. возраста рудных м-ний и молодых магмат. процессов. М., 1973, с. 87—89. Авт.: Э. В. Собонович, А. Д. Искандерова, М. Г. Равич и др.
300. Носырев И. В. К оценке щелочности гранитоидных пород. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 3, с. 706—709.

301. Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита. — «Сов. геология», 1968, № 5, с. 3—20.
302. О возрасте кислородной атмосферы Земли. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 3, с. 611—614. Авт.: В. И. Виноградов, И. В. Иванов, М. А. Лидцарев и др.
303. О соотношении Сибирской платформы и геосинклинальных областей в докембрии. — «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1964, вып. 19, с. 111—117. Авт.: Ю. А. Косыгин, М. А. Березин, Б. Н. Красильников и др.
304. О возрасте мраморов желтулинской и иенгрской серий Алдана по данным уран-свинцового изохронного метода. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 6, с. 1397—1400. Авт.: Э. К. Герлинг, А. Д. Искандерова, О. А. Левченко и др.
305. О геохронологии беломорской формации. — В кн.: Новые данные по геохронол. шкале в абсолютном летоисчислении, датирование тектоно-магматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. М., 1971, с. 65—66. Авт.: А. И. Тугаринова, Е. В. Бибикина, Т. В. Грачева, В. А. Макаров.
306. Об условиях генерации и кристаллизации анатектитовых магм при метаморфизме (по данным изучения расплавленных включений). — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974, с. 29—30. Авт.: И. Т. Бакуменко, В. С. Соболев, А. А. Томиленко и др.
307. Обручев С. В. Тунгусский бассейн. — «Труды Всесоюз. геологоразведочного о-ва», 1932, т. 1, вып. 164, с. 237.
308. Овчинников Л. Н., Челищев М. Ф. О влиянии комплексобразования на характер распределения компонентов между сосуществующими фазами. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1969, с. 243—248.
309. Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С. Перенос металлов в виде комплексных соединений. — В кн.: Исследования природного и техн. минералообразования. М., 1966, с. 114—120.
310. Овчинников Л. Н., Шур А. С. О фильтрационном эффекте при просачивании растворов через минеральные фильтры. — «Труды четвертичного совещания по экспериментальной минералогии и петрографии». Вып. 1, М., 1953, с. 89—94.
311. Осборн Е. Ф. Роль давления кислорода при кристаллизации и дифференциации базальтовой магмы. — В кн.: Новости зарубежной геологии. Вып. 37. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1966. 59 с.
312. Олейников А. Н. Атмосфера. — В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л., 1971, с. 182—187.
313. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горнопромышленного района — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 11, с. 95—101. Авт.: Н. Г. Судовиков, Г. М. Другова, М. Д. Крылова и др.
314. Павлов Д. И. О распределении хлора в породах и минералах и его роли в образовании эндогенных железных руд. — «Геология рудных м-ний», 1963, № 1, с. 116—123.
315. Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — «Труды Восточно-Сибирского геол. ин-та сиб. отд. АН СССР. Сер. геол.», 1962, вып. 5, с. 77—108.
316. Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 5, с. 23—39.
317. Пап А. М. Кристаллический фундамент Белоруссии. — В кн.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск, 1965, с. 19—28.
318. Пасуманский И. М. Новые данные по тектонике фундамента востока Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. Тектоника Сибирской платформы. М., 1970, с. 80—84.

319. Пейве А. В. Принципы унаследованности в тектонике. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 6, с. 11—19.
320. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.
321. Перрен Р., Рубо М. О гранитной проблеме. — В кн.: Проблемы образования гранитов. Кн. 2. М., 1950, с. 13—50.
322. Первичная природа кристаллических сланцев федоровской свиты (Алдан) по геохимическим данным. — В кн.: Ежегодник по работам 1969 года института геохимии сиб. отд. АН СССР. Иркутск, Изд. Сиб. ин-та геохимии, 1970, с. 129—133. Авт.: З. И. Петрова, А. Д. Глазунова, В. М. Райзенман.
323. Перчук Л. Л. Магматическое замещение карбонатных толщ с образованием нефелиновых сиенитов и других щелочных пород на примере Дежневского массива. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 2. М., 1963, с. 160—181.
324. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 391 с.
325. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., «Наука», 1973. 318 с.
326. Петров С. Г., Решетов С. А. Геология и петрография Татарско-Аяхтинского и Глушихинского интрузивных комплексов Енисейского края. — «Труды ВСЕГЕИ», 1967, т. 112, с. 108—139.
327. Петрова З. И., Пожарицкая Л. К. Геохимия процессов ультраметаморфизма в основных кристаллических сланцах. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс (тезисы докладов). Т. 2. М., 1971, с. 610—611.
328. Петрография докембрия Алданского горно-промышленного района. — В кн.: Петрография Вост. Сибири. Т. 2. М., 1962, с. 320—446. Авт.: Н. Г. Судовиков, Г. М. Другова, М. Д. Крылова и др.
329. Петрохимическая эволюция магматизма. — В кн.: Проблемы геохимии, литогеохимии и гидрохимии. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1975, с. 19—43. Авт.: В. А. Рудник, Г. М. Беляев, М. В. Богдаева и др.
330. Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезиса мигматитов. — В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 211—226.
331. Пожарицкая Л. К., Петрова З. И. Геохимия процессов формирования флогопитовых месторождений в глубокометаморфизованных породах Алдана. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1972, с. 149—150.
332. Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Л., Изд-во АН СССР, 1935. 564 с.
333. Половинкина Ю. Ир. Проблема образования гранита. — В кн.: Петрографический сб., № 2. Л., 1957, с. 123—152.
334. Половинкина Ю. Ир. Время и место ультраметаморфического петрогенезиса в докембрийском кристаллическом массиве Украины. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, 1966, с. 20—23.
335. Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Т. 1—2. М., «Недра», 1966, т. 1, ч. 2, 423 с.; т. 2, ч. 2, 272 с.
336. Половинкина Ю. Ир. Время и место ультраметаморфического петрогенезиса в докембрийском кристаллическом массиве Украины. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970, с. 262—265.
337. Половинкина Ю. Ир. Ультраметаморфизм и его роль в истории развития земной коры. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1970, ч. 99, № 5, с. 626—629.
338. Попов А. А. К характеристике процесса взаимодействия полевых шпатов с водой в динамических условиях. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., 1962, с. 140—144.
339. Попов А. А. О кислотности — щелочности гидротермальных растворов. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., 1963, с. 195—200.
340. Постников Д. В. Соотношение возраста и условий метаморфизма пород докембрия восточной части Русской платформы. — В кн.: Новые данные по геохронол. шкале в абсолютном летоисчислении, датирование тек-

тоно-магматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. М., 1971, с. 119—120.

341. Пушкарев Ю. Д. Причина регионального омоложения калий-аргоновых возрастов беломорского блока. — Там же, с. 70—71.

342. Происхождение порфиробласт в мигматитах Алданского щита. — В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М., 1973, с. 196—200. Авт.: В. С. Шкодинский, В. И. Кицул, Г. Д. Дамаскина и др.

343. Пушкина З. В. Поровые воды современных, четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия. — «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 3, с. 3—18.

344. Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. — «Труды научно-исследоват. института геологии Арктики», 1959, т. 87, с. 160—164.

345. Равич М. Г. Геохимия процессов гранитизации при образовании чарнокитов кристаллического фундамента Антарктической платформы. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс (тезисы докладов). Т. 2. М., 1971, с. 596—597.

346. Раннедокембрийские интрузивные образования хр. Джугджура и восточной части хр. Станового. — В кн.: Докембрий вост. районов СССР. Вып. 2, Л., 1967, с. 70—164. Авт.: В. Н. Мошкин, И. Н. Дагелайская, Н. Д. Зленко.

347. Распространение изотопов свинца в породах Алданского кристаллического щита и их радиологическая интерпретация. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., 1973, с. 165—186. Авт.: Э. В. Соболевич, М. М. Шац, А. В. Ловцюс и др.

348. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 2, с. 451—454. Авт.: В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, В. В. Хлестов.

349. Резанов И. А. О направленности и скорости эволюции земной коры. — «Изв. вузов. Сер. геол. и разв.», 1970, № 2, с. 3—15.

350. Рейнольдс Д. С. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации. — В кн.: Проблемы образования гранитов. Т. 2. М., 1950, с. 108—187.

351. Решение межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока. М., 1958. 51 с.

352. Рид Х. Размышления о граните. Граниты и граниты. — В кн.: Проблемы образования гранитов. Кн. 1 и 2. М., 1949, с. 143—294; 1950, с. 306—337.

353. Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 78—117.

354. Розен О. М., Серых В. И. Геохимический аспект гранитообразования. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс (тезисы докладов). Т. 2, М., 1971, с. 606—607.

355. Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — «Геохимия», 1964, № 8, с. 715—743.

356. Рубидиево-стронциевый возраст филлитов печенгской серии. — В кн.: Новые данные по геохронол. шкале в абсолютном летоисчислении, датирование тектоно-магматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. 1971, с. 72—73. Авт.: И. М. Горохов, Э. П. Кутявин, Э. С. Варшавская и др.

357. Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы. — В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 650—671.

358. Рудник В. А. Проявление метаморфизма в центральной части района хребта Джугджура. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1960, № 28, с. 73—86.

359. Рудник В. А. О генетическом разделении анатектоидных пород Бурейнского хребта на Дальнем Востоке. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1961, ч. 90, вып. 2, с. 27—41.

360. Рудник В. А. О проявлении ультраметаморфизма и анатексиса в юго-восточной части Алданского щита. — В кн.: Докембрий вост. районов СССР. Вып. 1. Л., 1961, с. 103—122.

361. Рудник В. А. Взаимосвязь процессов гранитизации и базификации и их роль в формировании земной коры континентального типа. — В кн.: Мат-лы к совещанию. Общие закономерности геол. явлений. Вып. 1, Л., 1965, с. 291—297.

362. Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л., «Недра», 1966. 118 с.

363. Рудник В. А. Раннедокембрийская гранитизация и ее связь с тектоническим развитием Алданского щита. — В кн.: Материалы по тектонике и магматизму востока СССР. Л., 1967, с. 113—160.

364. Рудник В. А. Химизм гранитизации в пределах хр. Джагды-Тукурингра. — В кн.: Докембрий вост. районов СССР. Вып. 2. Л., 1967, с. 173—207.

365. Рудник В. А. Гранитообразование и тектогенез. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 237—242 (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).

366. Рудник В. А. Формационный анализ гранитоидных и кварц-полевошпатовых пород в связи с условиями их образования. — В кн.: Совещание по проблеме геол. формаций. Л., 1968, с. 102—107.

367. Рудник В. А. Генетические типы гранитообразования. — В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещания. Баку, 1969, с. 319—321.

368. Рудник В. А. Задачи и методы петрохимических исследований магматических формаций. — В кн.: Проблемы формационного анализа магмат. и метаморф. образований. Л., 1971, с. 157—172.

369. Рудник В. А. Гранитообразование и формирование гранитного слоя земной коры в докембрии. — Автореф. дис. Л., 1972. 57 с.

370. Рудник В. А. Гранитообразование. — В кн.: Геологический словарь. Т. 1. М., 1973, с. 188—195.

371. Рудник В. А. Последовательность геологических событий в докембрии Восточной Сибири по радиологическим данным. — В кн.: Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л., 1973, с. 228—254.

372. Рудник В. А. Ультраметаморфизм. — В кн.: Геологический словарь. Т. 2. М., 1973, с. 337—338.

373. Рудник В. А. Ультраметаморфизм и его положение в геологической истории геосинклиналино-складчатых систем. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1973, ч. 102, вып. 6, с. 740—744.

374. Рудник В. А. Формационно-генетический ряд кварц-полевошпатовых метасоматитов. Формационно-генетический ряд метаморфогенно-ультраметаморфогенных гранитоидов. — В кн.: Геологический словарь. Т. 2, М., 1973, с. 373—374.

375. Рудник В. А. Формация метасоматическая. Формация мигматит — гранитовая. Формация трептоморфогенных гранитов. Формация чарнокитов. Формация эндербитов. Формация глиноземистых эндербитов. — В кн.: Геологический словарь. Т. 2. М., 1973, с. 376—387.

376. Рудник В. А., Алексеев Л. М. Особенности проявления дислокационного метаморфизма в пределах хр. Джагды Тукурингра на Дальнем Востоке. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1960, № 41, с. 73—83.

377. Рудник В. А., Алексеев Л. М. О роли изучения продуктов кремне-кали-натрового метасоматоза для выяснения геологического строения исследуемых территорий. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1962, № 50, с. 53—56.

378. Рудник В. А., Алексеев Л. М. Новые данные по геологии хр. Джагды-Тукурингра на Дальнем Востоке. — В кн.: Мат-лы по региональной тектонике СССР. М., 1963, с. 168—189.

379. Рудник В. А., Алексеев Л. М. О проявлении метаморфизма в зоне глубинного разлома хр. Джагды-Тукурингра на Дальнем Востоке. — В кн.: Глубинные разломы. М., 1964, с. 146—157.

380. Рудник В. А., Беляев Г. М. Осадочно-вулканогенные комплексы как источник рудного вещества при гранитообразовании. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 325—329.
381. Рудник В. А., Беляев Г. М. Формация кварц-альбитовых метасоматитов (альбититов). Формация кварц-микроклиновых метасоматитов. Формация кварц-адуляровых метасоматитов (гумбеитов). Формация кварц-ортоклазовых метасоматитов. — В кн.: Геологический словарь. Т. 2. М., 1973, с. 378—380.
382. Рудник В. А., Беляев Г. М., Терентьев В. М. Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 261—274.
383. Рудник В. А., Соботович Э. В. О возрасте полиметаморфических комплексов негрской серии Сибирской платформы. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 4, с. 834—838.
384. Рудник В. А., Соботович Э. В. О возрасте пород тимптонской и джелтулинской серий алданского комплекса. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 3, с. 607—610.
385. Рудник В. А., Соботович Э. В. Изотопный состав свинца горных пород как критерий их генетического и стратиграфического расчленения. — В кн.: Тезисы докладов к III Всесоюз. симпозиуму по применению стабильных изотопов в геохимии. М., 1970, с. 9—11.
386. Рудник В. А., Соботович Э. В. Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 3, с. 690—693.
387. Рудник В. А., Соботович Э. В. Расчленение полиметаморфических комплексов на основе свинцово-изотопных исследований. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс (тезисы докладов). Т. 2, М., 1971, с. 473—474.
388. Рудник В. А., Соботович Э. В. Свинцово-изохронный метод стратиграфического анализа. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 192, № 3, с. 897—900.
389. Рудник В. А., Соботович Э. В. Ранняя история Земли. Л., «Недра», 1973. 22 с.
390. Рудник В. А., Соботович Э. В. Свинцово-изотопные исследования как основа историко-геологического анализа и генетического расчленения горных пород докембрия. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 236—240.
391. Рудник В. А., Соботович Э. В., Искандерова А. Д. Свинцово-изотопные отношения как основа периодизации докембрия. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 11, с. 44—55.
392. Рудник В. А., Соботович Э. В., Терентьев В. М. Об архейском возрасте древнейших пород Алданского щита. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 4, с. 897—900.
393. Рундквист Д. В. Накопление металлов и эволюция генетических видов месторождения в истории развития земной коры. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., 1968, с. 212—225. (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7).
394. Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1974, ч. 103, вып. 3, с. 289—304.
395. Рыженко В. Н., Хитаров Н. И. О кислотности и щелочности водных растворов в условиях повышенных температур и давлений. — «Геохимия», 1961, № 10, с. 869—874.
396. Рябчиков И. Д., Кочерко Л. Н. Влияние замены анионов на кислотность магматического расплава. — «Геохимия», 1963, № 3, с. 305—311.
397. Салоп Л. И. Архей — протерозой. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 1, М., 1968, с. 76—229.
398. Салоп Л. И. Докембрий СССР. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 5—15. (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
399. Салоп Л. И. Пути создания единой стратиграфической шкалы докембрия. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 5, М., 1969, с. 63—82.

400. Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. прир. Отд. геол.», 1970, 45, № 4, с. 115—131, № 5, с. 5—26.

401. Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. прир. Отд. геол.», 1971, № 4, с. 5—30.

402. Садецкий-Кардаш Э. Метаморфическая эволюция континентальных коровых частей в свете опытов с высоким давлением. М., «Наука», 1969. 17 с.

403. Салье М. Е., Дук В. Л., Бугрова В. Д. Некоторые вопросы геологии, внутреннего строения и петрологии флогопитовых месторождений Алдана. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.—Л., 1966, с. 25—62.

404. Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрография магматических и метаморфических пород. Л., «Недра», 1967. 323 с.

405. О позднеазойском возрасте древнейших пород Антарктиды. «Докл. АН СССР», 1974, т. 216, № 6, с. 1368—1371. Авт.: М. Г. Равич, Э. В. Собонович, Е. Н. Каменев, В. А. Рудник.

406. Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М., «Наука», 1969. 243 с.

407. Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, Карел. кн. изд-во, 1968. 116 с.

408. Свириденко В. Т. Формация гранитов рапакиви западной части Алданского щита. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1972, вып. 9, с. 32—36.

409. Свириденко В. Т., Верхало-Узкий В. Н. Петрохимия гранитов рапакиви Витимо-Алданского щита. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 3, с. 689—692.

410. Седова И. С. Гранитоиды центральной части Джугджуро-Становой складчатой области. — Автореф. дис. Л., «Наука», 1965. 19 с.

411. Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, «Наукова думка», 1963. 298 с.

412. Семененко Н. П. Межконтинентальная корреляция докембрия. — В кн.: Геохронология докембрия. М., 1970, с. 5—22.

413. Семененко Н. П. Геохронологическая структурная карта кристаллического фундамента Украины и смежных территорий. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ (тезисы докладов). М., 1971, с. 26—27.

414. Семененко Н. П. Геохронология и проблемы докембрия. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 2, с. 3—12.

415. Сердюченко Д. И. Архейские граниты Южной Якутии. — В кн.: Железные руды Южной Якутии. М., 1960, с. 96—107.

416. Сердюченко Д. И. Докембрийские метаморфизованные коры выветривания и их геохимические и минерало-петрографические особенности. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 212—217. (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).

417. Серенко В. П. Чарнокитовые породы канского метаморфического комплекса (Енисейский кряж). — В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1971, с. 68—70.

418. Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе докембрия и постдокембрия. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 1, с. 166—170.

419. Симон А. К. Заключительный этап развития протерозойской подвижной зоны Кольского полуострова. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 95—103.

420. Смирнов А. М. Докембрийские этапы истории Востока Азии (на примере Советского Дальнего Востока). — В кн.: Тектоника Сов. Дальн. Востока и прилегающих акваторий. М., 1968, с. 100—109.

421. Смирнов А. М. Раннерифейские «рудиментарные» геосинклинали Дальнего Востока и их заложение на платформенном основании. — «Геотектоника», 1968, № 1, с. 40—51.

422. Смирнов А. М., Шульдинер В. И., Фалькин Е. М. Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3, М., 1970, с. 156—163.
423. Смыслов А. А. Значение данных о радиоактивности и теплопроводности горных пород при металлогенических исследованиях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 7, с. 32—45.
424. Смыслов А. А. Радиоактивность земной коры и проблема происхождения радиоактивных элементов. — В кн.: Геол. строение СССР. Основные проблемы геологии. Т. 5, М., 1969, с. 376—409.
425. Смыслов А. А. Тепловой режим земной коры и подкорковых масс. — Там же, с. 261—278.
426. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1974. 230 с.
427. Соболев Б. П. Экспериментальное изучение роли комплексных соединений типа фтор — и хлорметаллов щелочных элементов в составе летучих. — В кн.: Тезисы докладов на симпозиуме по эксперим. исследованиям в области глуб. процессов. М., 1960, с. 18—19.
428. Соболев В. С. Геологические исследования в бассейне Средней Верхней Ларбы (Южная Якутия). — «Мат-лы ЦНИГРИ, сер. регион. геологии и гидрогеологии», 1933, вып. 2, с. 40—50.
429. Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. — «Геология и геофизика», 1964, № 1, с. 7—22.
430. Соболев В. С., Хлестов В. В. Плавление и метаморфизм. — В кн.: Фации метаморфизма. М., 1970, с. 169—173.
431. Соботович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970. 349 с.
432. Соботович Э. В. Изотопная космохимия. М., Атомиздат, 1974. 208 с.
- 433. Соботович Э. В., Каменев Е. Н., Рудник В. А. Древнейшие породы Антарктиды (Земля Эндерби). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 11, с. 30—50.
434. Соботович Э. В., Рудник В. А. Истинный и кажущийся радиологический возраст пород алданского комплекса. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 192, № 4, с. 407—410.
435. Соботович Э. В., Рудник В. А. Космогеологические аспекты формирования Земли. — В кн.: Проблемы космохимии и метеоритики. Вып. 1, Киев, 1971, с. 51—117.
436. Соколов Н. А. Архейские граниты Алданского щита. — «Мат-лы по геологии и полез. ископаемым Якут. АССР», 1968, вып. 18, с. 153—166.
437. Старик И. Е., Соботович Э. В. Возраст метеоритных тел и Земли по радиоактивным данным. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 10, с. 72—83.
438. Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 12, с. 3—22.
439. Страхов Н. М. О так называемом литолого-формационном методе. — «Литология и полез. ископаемые», 1964, № 6, с. 143—150.
440. Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1969. 376 с.
441. Судовиков Н. Г. Стратиграфия СССР. Докембрий. Т. 1, М., 1939. 674 с.
442. Судовиков Н. Г. Метасоматические граниты. — «Вестн. ЛГУ», 1950, № 10, с. 78—110.
443. Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения. — «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1955, вып. 5, с. 97—174.
444. Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы основного фронта. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 29—49.

445. Судовиков Н. Г. Новые данные по геологии докембрия Алдана. — «Иzv. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 2, с. 57—84.
446. Судовиков Н. Г. Ультратетаморфизм и гранитообразование. — «Вестн. Ленинградского ун-та», 1959, № 6, с. 51—62.
447. Судовиков Н. Г. Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита и Станового хребта. — В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Полутом. Азиатская часть СССР. М., 1963, с. 297—302.
448. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.
449. Судовиков Н. Г., Неелов А. Я. Геология южного обрамления Алданского щита. — В кн.: Геология докембрия. М., 1964, с. 107—119. (МГК. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10).
450. Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966. 486 с.
451. Тектоника Сибири. Т. 4. Новосибирск, 1970. 223 с.
452. Терентьев В. М. Джугджурская зона глубинных разломов как пример пограничных структур на стыке платформенных и складчатых областей. — В кн.: Глубинные разломы. М., 1964, с. 111—120.
453. Терентьев В. М., Кудрявцев Б. Е., Левентов В. С. Радиоактивные и сопутствующие им элементы в докембрийских метаморфических образованиях Алданского щита. — В кн.: Мат-лы о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах. Вып. 3. Л., 1972, с. 143—158.
454. Термодинамические свойства индивидуальных веществ. Т. 1. М., 1963. 1162 с.
455. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.
456. Тетяев М. М. Генезис складчатой структуры и пути ее изучения. — «Иzv. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 6, с. 1—31.
457. Тетяев М. М. Структура земной коры и условия ее развития. — В кн.: Проблемы тектоники. М., 1961, с. 18—60.
458. Тихонов А. М., Любимова Е. А., Власов В. К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 2, с. 338—341.
459. Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В. Геохимические черты щелочно-метасоматических явлений. — В кн.: Геохимические циклы. М., 1960, с. 26—40 (МГК. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1).
460. Уилсон М. Е. Докембрий Канады. — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., 1968, с. 236—269.
461. Ушакова З. Г. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита. — «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1953, вып. 2, с. 213—227.
462. Ушверидзе Л. Е. О возрасте аляскитовых гранитов Южной Якутии и связи с ними хрусталеносных жил. — В кн.: «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та пьезооптического минер. сырья». Т. 5, 1961, с. 19—27.
463. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфологические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962. 414 с.
464. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970. 432 с. Авт.: Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др.
465. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974. 328 с. Авт.: Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев и др.
466. Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Коуар и Удокан (Восточная Сибирь). М., «Наука», 1972. 130 с.
467. Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. — «Геотектоника», 1968, № 4, с. 114—127.
468. Ферхуген Дж. Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме. — В кн.: Физико-хим. проблемы формирования горн. пород и руд. Т. 1. М., 1961, с. 17—23.

469. Флерова К. В. Поведение редких элементов в процессе метасоматически-палингеного образования гранитоидов (Западная Прибалтика). — В кн.: Междунар. геохим. конгресс (тезисы докладов). Т. 2, М., 1971, с. 625—626.
470. Фролова Н. В. Архейская магматическая деятельность в пределах Алданского массива. — «Труды Алданской экспедиции треста Сибгеолнеруд», 1945, вып. 2, с. 47—55.
471. Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 1, с. 28—37.
472. Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., 1962, с. 13—49.
473. Фролова Н. В., Клековкин Н. Д. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. — «Труды Алданской экспедиции треста Сибгеолнеруд», 1945, вып. 2. 112 с.
474. Фрумкин И. М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. — В кн.: Проблемы изучения литологии докембрия. Л., 1967, с. 135—149.
475. Фрумкин И. М. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., 1970, с. 142—149.
476. Фрумкин И. М. Стратиграфия и тектоника архея восточной части Алданского щита. Автореф. дис. М., 1971. 32 с.
477. Хелгесон Г. К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., «Мир», 1967. 184 с.
478. Хитаров Н. И. Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграции кремнезема в гидротермальных условиях. — В кн.: Труды четвертого совещания по эксперимент. минералогии и петрографии. Вып. 2. М., 1952, с. 180—186.
479. Хитаров Н. И. О взаимодействии олигоклаза с водой в условиях повышенных температур и давлений. — В кн.: Труды пятого совещания по эксперимент. минералогии и петрографии. М., 1958, с. 208—213.
480. Хитаров Н. И. Вопросы эндогенных процессов в свете экспериментальных данных. — Автореф. дис. М., 1961. 30 с.
481. Хитаров Н. И. Информация о последних исследованиях в области глубинных процессов. — «Геохимия», 1962, № 5, с. 471—472.
482. Хитаров Н. И., Колонин Г. Р. О переводе редких щелочных элементов из альбитизированного микроклина в раствор в гидротермальных условиях. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., 1962, с. 133—135.
483. Хитаров Н. И., Тугин В. А. Зависимость температуры начала оплавления песчано-сланцевых образований от давления. — «Геохимия», 1962, № 4, с. 300—303.
484. Хорева Б. Я. Типы метаморфических поясов складчатых областей. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 1, с. 195—198.
485. Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. — «Геотектоника», 1966, № 6, с. 64—83.
486. Черепанов В. А. Бор в кимберлитах и меймечитах Сибири. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 3, с. 696—699.
487. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М., «Госгеолтехиздат», 1956. 246 с.
488. Шабьинин Л. И. Формация магнезиальных скарнов. М., «Наука», 1973. 213 с.
489. Шейнманн Ю. М. Об условиях образования магмы. — «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1970, № 5, с. 31—50.
490. Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., «Недра», 1970. 248 с.

491. Шинкарев Н. Ф. К проблеме происхождения гранитов. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1974, ч. 103, вып. 4, с. 401—411.
492. Шамакин Б. М. Архейские гранитоиды Куранахского флогопитоносного района на Алдане. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1958, № 10, с. 46—60.
493. Штернберг А. А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного минералообразования. — «Геология рудных м-ний», 1962, № 5, с. 13—19.
494. Шуберт Ю., Фор-Мюре А. Тектоническая карта Африки. — В кн.: Тектонические карты континентов. М., 1967, с. 75—136.
495. Шуколюков Ю. А. О роли деления ядер в генерации тепла на Земле. — «Геохимия», 1969, № 12, с. 1424—1433.
496. Шульдинер В. И. Формационная характеристика магматических комплексов древнестановой эпохи в северо-восточном Забайкалье. — В кн.: Краткие тезисы к симпозиуму «Специфика докембрийского магматизма». Л., 1972, с. 14—15.
497. Шульдинер В. И. Геология и петрология докембрия Олекминского Становика. — Автореф. дис. Новосибирск, 1966. 23 с.
498. Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности. — «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1957, вып. 7, с. 74—108.
499. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Эволюция магматизма в раннем докембрии. — В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 154—162. (МГК. 23 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
500. Щербак Н. П. Геохронология докембрия и петрология гранитов западной части Украинского щита. Автореф. дис. Киев, 1970. 39 с.
501. Щербина В. В. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. 1, М., 1953, с. 48—52.
502. Щербина В. В. Форма переноса химических элементов в процессе минералообразования и условия их концентрации. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., 1956, с. 72—82.
503. Щербина В. В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия. — «Геохимия», 1963, № 3, с. 229—236.
504. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л., 1972. 181 с. Авт.: М. Д. Крылова, И. С. Седова, И. Н. Крылов и др.
505. Эволюция процессов гранитобразования в областях развития полиметаморфических докембрийских комплексов. — В кн.: Краткие тезисы к симпозиуму «Специфика докембрийского магматизма». Л., 1972, с. 15—17. Авт.: Г. М. Другова, Ю. В. Миллер, Н. И. Москвиченко и др.
506. Эйриш Л. В. Куполовидные структуры в Монголо-Охотской складчатой области. — «Геотектоника», № 2, 1968, с. 128—132.
507. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. — «Геология и геофизика», 1962, № 11, с. 52—59. Авт.: А. Н. Неелов, В. А. Глебовичкий, А. Г. Кац и др.
508. Ященко М. Л., Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. Исследование процессов «омоложения» в породах фундамента карелид Карелии с помощью рубидиево-стронциевого и калий-аргонового методов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 12, с. 18—32.
509. American Commission on stratigraphic Nomenclature. — Rep. 3, Amer. Assoc. petrol. geol. bul., 1955, vol. 39, № 8, p. 358—375.
510. Anderson G. H. Granitization, albitization and related phenomena in the Northern Inyo Range of California. — Bul. Geol. Soc. Amer., 1937, vol. 48, № 1, p. 1—74.
511. Angel F., Staber R. Migmatite der Hochalm — Ankogel — Gruppe. — Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt., 1937, Bd. 49, Hft. 2—3, p. 117—167.
512. Backlund H. G. Der «Magmaaustieg» in Faltegebirgen. — C. R. Soc. Geol. Finlande, 1936, 9, p. 293—347.

513. Bugge C. Ringsakerkvartsiten og Valdressparagmiten ved Mjsa. — Norsk. Geol. Tidsskr. Oslo, 1945, t. 23, p. 26—34.
514. Chao E. C. T. Granitization and basification by diffusion. — Norsk. Geol. Tidsskr., 1951, 29, p. 84—107.
515. Choubert B. L'origine des granites et la physique nucléaire. — Notes Serv. géol. prof. Rép. Franç. Maroc. (Notes Mém.), 1952, № 95, t. VI, p. 167—214.
516. Coobs H. A. Granitization of the Swank arkose near Wenatchee, Washington. — Amer. J. Sci., 1950, vol. 248, p. 369—377.
517. Davidson A. Precambrian geology, Kaminak Lake area, district of Keewatin, Ottawa, Canada. Dep. energy, mines and resources. geol. surv., 1970, p. 69—51.
518. Dietrich R. V. Banded gneisses of eight localities. — Norsk. Geol. Tidsskr., 1963, 43, p. 89—119.
519. Donn W. L., Donn B. D., Wilbur G. V. On the early history of the Earth. — Geol. Soc. Amer. Bul., vol. 76, № 3, 1965, p. 287—306.
520. Eardley A. I. Structural geology of North America. Evanston, Harper and Row., N. Y., 1962, XV, p. 700—738.
521. Emmons R. C. Granites by recrystallization. — Amer. Sci., 1964, vol. 262, № 5, p. 561—591.
522. Engel A. E., Engel C. E., Harens R. G. Chemical characteristics of ocean basalts and upper mantle. — Bul. Geol. Soc. Amer., 76, 1965.
523. Ernst W. G. Mineral paragenesis in Franciscan metamorphic rocks Ranorhe Radd. — Geol. Soc. Amer. Bul., 1965, vol. 76, № 8, p. 879—913.
524. Eskola P. On the principles of metamorphic differentiation. — C. R. Soc. Geol. Finlande, 1932, № 5, p. 68—77.
525. Eskola P. On the differential anatexis of rocks. — Bul. Comm. Geol. Finlande, 1933, № 103, p. 12—25.
526. Eskola P. Die metamorphen Gesteine. Ein Lehrbuch der Petrogenese. Berlin, Julius Springer, 1939, p. 263—407.
527. Eskola P. The problem of mantled gneiss domes. — Quart. J. Geol. Soc. Ld., 1948, vol. 104, № 4, p. 464—476.
528. Fitch F. J., Miller Y. A. Major cycles in the history of the Earth. — Nature, 1965, vol. 206, № 4988, p. 1023—1027.
529. Fourcade S., Jovoy M. Rapports O¹⁸/O¹⁶ dans les roches du vieux socles catazonal d'un Quarzal (Sahara Algérie). — Contribs. Mineral. Petrol., 1973, vol. 42, № 3, p. 235—244.
530. Geochronology and isotope geochemistry. — Year-Book Carnegie inst. Wash., 1964—1965, № 64, Avt.: G. L. Davis, Tilton G. R., Aldrich L. T. e. a., 1965, p. 165—177.
531. Geochronology of the Medcontinent region, United States. 4. Eastern area. — J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, № 22, p. 5375—5438. Avt.: S. S. Goldich, W. R. Muehlberger, E. G. Lidiak, C. E. Hedge.
532. Geological history of western Canada. Second edition. Calgary, Alberta Canada, 1966. 232 p. Avt.: R. G. McGrosson, R. P. Glaisten, H. Austin Greg., S. I. Nelson.
533. Glaessner M. F. Precambrian palaeontology. — Earth Sci. Review, 1966, vol. 1, p. 29—50.
534. Goodspeed G. E. Xenoliths and skialiths. — Amer. J. Sci., 1948, vol. 246, № 8, p. 515—525.
535. Goodwin A. M. Evolution of the Canadian Shield. — Proc. Geol. Assoc. Canada, 1968, vol. 19, p. 1—14.
536. McGregor M., Wilson G. On granitization and associated processes. — Geol. Mag., 1939, vol. 76, № 6, p. 193—215.
537. Grout F. F. Origin of granite. — Geol. Soc. Amer., Mem. 28, 1948, p. 45—54.
538. Groves A. W. The charnockite series of Uganda, British East Africa. — Quart. J. Geol. Soc. Ld, 1935, vol. 91, pt. 2, № 363, p. 150—207.
539. Gürich G. Granit und Gneis. — Himmel Erde, 1905, 17, p. 241—251.

540. Hamilton W. B. Origin of high-alumina basalt, andesite and dacite magmas. — *Science*, 1964, vol. 146, p. 635—637.
541. Harry W. T. The composite granitic gneiss of western Ardgour, Argyll. — *Quart. J. Geol. Soc. Ld.*, 1953, 109, p. 285—309.
542. Holmes A. Contributions to the theory of magmatic cycles. — *Geol. Mag.*, 1926, vol. 63, p. 378—396.
543. Holmquist P. I. The Archaean geology of the coast regions of Stockholm. — *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, 1910, Bd. 32, p. 789—912.
544. Holmquist P. I. Swedish Archaean structures and their meaning. — *Bul. Geol. Inst. Uppsala*, 1916, vol. 15, p. 125—148.
545. Holmquist P. I. Typen und Nomenklatur der Adergesteine. — *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, 1921, Bd. 43, Hft. 6—7, p. 612—631.
546. Hawie R. A., Subramaniam A. P. The paragenesis of garnet in charnockite, enderbite and related granulites. — *Mineral. Mag.*, 1957, vol. 37, № 238, p. 565—586.
547. Huber H. M. Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. — *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Zürich, 1943, Hft. 1, p. 72—260.
548. Isotope geology. Year-Book, Carnegie Inst. Wash, 1964—1965, № 64, p. 286—296. Avt.: S. R. Hart, L. T. Aldrich, G. R. Tilton e. a.
549. Isotopic dating of very early Precambrian amphibolite facies gneisses from Godthaab district, W. Greenland. Early and planet. Sci. Letters, vol. 12, № 3, 1971, p. 245—259. Avt.: L. P. Black, V. M. Gale, S. Moorbath e. a.
550. Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis, melting and crystallization of granite and pegmatite. — *Bul. Geol. Soc. Amer.*, 1958, vol. 69, p. 88—89.
551. Joplin G. A. The granitization process and its limitations as exemplified in certain parts of New South Wales. — *Geol. Mag.*, 1952, vol. 89, p. 25—38.
552. Krogh T. E. Whole rock rubidium-strontium studies in the northwest Grenville area of Ontario. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, vol. 47, № 1, p. 206—207.
553. Kretz R. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. — *J. Geol.*, 1963, vol. 71, № 6, p. 773—785.
554. Kanasevich E. R., Farquhar R. M. Lead isotope ratios from the Cobalt-Noranda area, Canada. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1965, 2, № 4, p. 361—384.
555. Lapadu-Hargues P. Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylinnes. — *Bul. Soc. Géol. France*, 1945, № 15, p. 255—310.
556. Marmo V. On the origin of ores. — *N. Jb. Miner. Abh.*, 1960, Bd. 94, 1 h., p. 77—89.
557. Marmo V. On the possible genetical relationship between sulphide schists and ores. — *Rep. XXI ses. Intern. Geol. Congr.*, p. 21, Genetic problems of ores, 1960, p. 160—163.
558. Matsumoto T. Some aspects of the formation of primary granitic magmas in the upper mantle. The upper mantle Symposium. New Delhi, Copenhagen, 1964, p. 112—126.
559. Mehnert K. R. Petrographie und Abfolgi der Granitisation im Schwarzwald-III. — *N. Jb. Miner. Abh. Stuttgart*, 1962, Bd. 98, Hft. 2, p. 208—249.
560. Mehnert K. R., Büsch W. Dioritbildung durch Remobilisation. — *Tschermaks Miner. Petrog. Mitt.*, 1966, Bd. 11, p. 246—265.
561. Michot P. Anorthosites et anorthosites. — *Bul. Cl. Sci. Acad. Roy. Belg.*, 1955, t. 41, № 1—2, p. 275—294.
562. Michot P. L'anatexie leuconoritique. — *Bul. Cl. Sci. Acad. Roy. Belg.*, 1955, t. 41, p. 374—385.
563. Michot P. Structures tectoniques dans la catazone norvegienne. — *Bul. Cl. Sci. Acad. Roy. Belg.*, 1956, t. 42, № 5, p. 209—227.

564. Michot P. La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. — *Bul. Cl. Sci. Acad. Roy. Belg.*, 1956, t. 53, p. 19—60.
565. Michot P. Prenomines géologiques dans la catazone profonde. — *Geol. Rundsch.*, 1957, Bd. 46, Hft. 1, p. 147—173.
566. Michot P. La palingénèse basique. — *Bul. Cl. Sci. Acad. Roy. Belg.*, 1960, t. 46, N° 4, p. 257—268.
567. Misch P. Metasomatic granitization of batholithic dimensions. — *Amer. J. Sci.*, 1949, vol. 247, p. 209—245, 372—406, 673—705.
568. Miyashiro A. Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands. — *Med. Dansk. Geol. Foren.*, 1967, For. 17, Hft. 4, p. 390—446.
569. Morey G. W., Hesselgesser I. M. The system $H_2O-Na_2O-SiO_2$ at 400° C. — *Amer. J. Sci.*, 1952, pt. 2, p. 343—371.
570. Morey G. W., Chen W. T. The action of the water on some feldspars. — *Amer. Miner.*, 1955, vol. 40, p. 966—1000.
571. Now-Nygaard M. A. Comparaison entre les roches grenues appartenant à deux orogénies précambriennes voisines au Groenland. — *Sci. Terre, Nancy*, 1955, p. 61—75.
572. O'Hara M. J. Primary magmas and the origin of basalts. — *Scot. Geol.*, 1965, I, 19, p. 19—40.
573. Perrin R. Granitization, metamorphism and volcanism. — *Amer. J. Sci.*, 1954, vol. 252, p. 449—465.
574. Perrin R. Granite again. — *Amer. J. Sci.*, 1956, vol. 254, p. 1—18.
575. Perrin R., Roubault M. Le granite et les réactions à l'état solide. — *Bul. Serv. Carte Geol.*, 1939, Algérie 5-ème ser., N° 4. 182 p.
576. Perrin R., Roubault M. De criteres permettant de determiner le mode de formation des filons à bords paralleles: injection, ou remplacement. — *Bul. Soc. Geol. France*, 1949, Ser. 5, t. 19, N° 7—9, p. 641—656.
577. Perrin R., Roubault M. Granites à enclaves dites déplacées et naissance in situ de schistosités discordantes ou contournées. — *Sci. Terre, Nancy*, 1955, p. 105—118.
578. Ramberg H. Radial diffusion and chemical stability in the gravitational field. — *J. Geol.*, 1948, vol. 56, p. 448—458.
579. Ramberg H. Origin of the metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, 1952. 317 p.
580. Ramberg H. Mécanisme de formation des pegmatites dans l'ouest du Groenland. — *Sci. Terre, Nancy*, 1955, p. 25—36.
581. Rankama K. Les processus chimiques «en grand» dans la croûte terrestre. — *Sci. Terre, Nancy*, 1955, p. 273—283.
582. Rankama K. Global precambrian stratigraphy. — *Arsbok. Soc. Sci. Fennica*, 1966—1967, Arg. 45. Helsingfors, 1969, p. 1—14.
583. Read H. H. Metamorphism and granitization. — *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1951, 54, p. 1—17.
584. Reynolds D. L. The association of «basic fronts» with granitization. — *Sci. progress*, 1947, vol. 35, p. 205—219.
585. Reynolds D. L. On the relationship between «fronts» of regional metamorphism and «front» of granitization. — *Geol. Mag.*, 1947, vol. 84, N° 2, p. 106—109.
586. Reynolds D. L. Fluidisation as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. — *Amer. J. Sci.*, 1954, vol. 252, N° 10, p. 577—614.
- 587. Reynolds D. L. Granite, some tectonic, petrological and physico-chemical aspects. — *Geol. Mag.*, 1958, vol. 95, p. 378—396.
588. Saksela M. Die Entstehung der Outokumpu — Erze im hichte der tektonischmetamophen Stoffmobilisierung. — *N. Jb. Min. Abh.*, 1957, Bd. 91. 302 p.
589. Sander B. Einführung in die befügekunde der geologischen Köprer. Springer, Vien., 1948, 215 p.; 1950. 409 p.

590. Sarkar S. N., Saha A. K., Miller J. A. Geochronology of the Pre-Cambrian rocks of Singhbhum and adjacent regions, Eastern India. — *Geol. mag.*, 1969, vol. 106, № 1, p. 15.

591. Sederholm J. J. On granite and gneiss. — *Bul. Comm. Géol. Finlande*, 1907, № 23, p. 1—110.

592. Sederholm J. J. Die regionale Umschmelzung (Anatexis) erläutert an typischen Beispielen. — *C. R. Intern. Géol. Congr.*, Stockholm, 1910, p. 573—586.

593. Sederholm J. J. Die Entstehung der migmatitischen Gesteine. — *Geol. Rundschau*, 1913, Bd. 4, Hft. 3, p. 174—185.

594. Sederholm J. J. On regional granitization (or anatexis). — *C. R. Intern. XII Géol. Congr.*, Canada, 1913, t. 12, p. 319—324.

595. Sederholm J. J. On migmatites and associated Precambrian rocks of south-western Finland. — *Bul. Comm. Géol. Finlande*, I, 1923, № 58 (p. 1—153); II, 1926, № 77 (p. 1—143); III, 1934, № 107 (p. 1—68).

596. Sederholm J. J. Selected works: granites and migmatites. Edinburgh — London, Oliver and Boyd, 1967. 594 p.

597. Scheumann K. H. Zur Nomenklatur migmatitischer und verikanderter Gesteine. — *Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt.*, 1936, Bd. 48, Hft. 3—4, p. 297—302.

598. Scheumann K. H. Metatexis and metablastesis. — *Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt.*, 1937, Bd. 48, Hft. 5—6, p. 402—412.

599. Stheul H. H. Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines Parabiottitgneises aus dem Schwarzwald. — *Chem. Erde*, 1962, Bd. 21, Hft. 3—4, p. 413—449.

600. Stille H. Recent deformations of the earth's crust. — In: *Rolderkart. The Crust of the Earth*, 1955, p. 171—192.

601. Stillwell F. The metamorphic rocks of Adelie Land, Australasian Antarctic exped. 1911—1914. — *Sci. rept.*, 1918, 3, A., I., 230 p.

602. Taylor S. R., White A. J. R. Geochemistry of andesites and the growth of continents. — *Nature*, 1965, vol. 208, № 63, p. 271—273.

603. Termier P. Sur la genèse des terrains cristallophylliens. — *C. R. Intern. XI Geol. Congr.*, Stockholm, 1910, Sess. 2, p. 587—593.

604. Tuttle O. F. Degré géothermique et magmas granitiques. — *Sci. Terre, Nancy*, 1955, p. 87—103.

605. Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1958, vol. 74, p. 1—153.

606. Vogt I. H. L. On the theory of the parental magma of basaltic composition. — *Skripter Norsk Vid. Akad.*, 1935, Bd. 2, p. 1—47.

607. De Waard D. Palingenetic structures in Augengneiss of the Sierra de Guadarrama, Spain. — *Bul. Compt. Soc. Géol. Finlande*, 1950, № 23, p. 51—66.

608. De Waard D. Metamorphism and magmatism in the charnockitic terrane of the Adirondack Highlands, USA. — In: *Report XXII Ses. Intern. Geol. Congr. Abstracts*. New Delhi, 1964, p. 185—205.

609. De Waard D. On the origin of anorthosite by anatexis. — *Proc. Konk. Nederl. Akad. van Wetensch.*, 1967, Bd. 70, № 4, p. 411—419.

610. Wegmann C. E. Über Diapirismus (besonders im Grundgebirge). — *Bul. Comm. Géol. Finlande*, 1930, № 92, p. 58—76.

611. Wegmann C. E. Zur Dentung der migmatite. — *Geol. Rundschau*, 1935, Bd. 26, Hft. 5, p. 305—350.

612. Weinschenk E. Grundzüge der Gesteinskunde. Allgemeine und spezielle Gesteinskunde mit besonderer Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse, 1906—1907, vol. 1—228 p., vol. 2. 362 p.

613. Wilson A. F. The petrological features and structural setting of Australian granulites and charnockites. — In: *Report XXII Ses. Intern. Geol. Congr. Abstracts*. New Delhi, 1964, p. 37—51.

614. Winkler H. G. F. Viel Basalt und wenig Gabbro-wenig Rhyolith und Viel Granit. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 1962, Bd. 8, H. 4, p. 222—231.

615. Winkler H. G. F. Der Prozess der Anatexis: seine Bedeutung für die Genese der Migmatite. — *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 1966, Bd. II, Hft. 3—4, p. 266—287.

616. Winkler H. G. F., Von Platen H. Experimentelle Gesteinmetamorphose, I—VI. — *Geoch. Cosmochim. Acta*, 1957, vol. 13 (p. 42—69); 1958, vol. 15 (p. 91—112); 1960, vol. 18, № 3—4 (p. 294—316); 1961, vol. 24, № 1—2 (p. 48—69); 1961, vol. 24, № 3—4 (p. 250—259); 1962, vol. 26 (p. 145—180).

617. Wyllie P. I., Tuttle O. F. Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars. — *Amer. J. Sci.*, 1959, vol. 257, p. 648—655.

618. Yuskowiak O., Ryka W. *Atlas Geol. Polski*, Warszawa, 1963.

619. De Waard D. Paligenetic structures in Augengneiss of the Sierra de Guadarama, Spain. — *C. R. Soc. Géol. Finlande*, 1950, № 23, p. 51—66.

Оглавление

Предисловие	3
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ	
Главнейшие понятия, определения и систематика продуктов и процессов гранитообразования	
Глава I. Гранитообразование, гранитизация и родственные понятия	
§ 1. Гранитообразование и генетические типы гранитоидов	11
§ 2. Гранитизация и дегранитизация	18
§ 3. Базификация	22
Глава II. Ультраметаморфизм, реоморфизм и родственные понятия	
§ 1. Ультраметаморфизм	25
§ 2. Анатексис и палингенез	29
§ 3. Реоморфизм и мобилизация	32
ЧАСТЬ ВТОРАЯ	
Главнейшие закономерности гранитообразования и гранитизации в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке	
Глава I. Гранитообразование и гранитизация в пределах Алданского щита (при участии Г. М. Беляева)	40
§ 1. Гранитообразование I (раннеархейского) этапа	46
§ 2. Гранитообразование II (позднеархейского) этапа	75
§ 3. Гранитообразование III (раннепротерозойского) этапа	112
§ 4. Гранитообразование IV (ранне-среднепротерозойского) этапа	123
§ 5. О взаимосвязи процессов гранитообразования в преде- лах Алданского щита	130
Глава II. Гранитообразование и гранитизация в пределах хр. Джаг- ды-Тукурингра	134
§ 1. Ультраметаморфогенное гранитообразование	137
§ 2. Метасоматическое гранитообразование и кремнеще- лочной метасоматизм	144
§ 3. Об общей направленности процессов гранитообразова- ния и гранитизации	153
Глава III. Гранитообразование и гранитизация в пределах Буреинского кристаллического массива	160

§ 1. Ультраметаморфогенное гранитообразование	16Г
§ 2. Метасоматическое гранитообразование и кремнщелочной метасоматизм	175
§ 3. Об общей направленности процессов гранитообразования и гранитизации	180

Глава IV. Главнейшие закономерности гранитообразования в пределах Восточной Сибири и Дальнего Востока 184

§ 1. Главнейшие генетические типы гранитообразования	—
§ 2. Общие закономерности пространственно-временной эволюции гранитообразования	215

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

Общие закономерности корового гранитообразования

Глава I. Гранитообразование стадии погружения 246

§ 1. Метаморфогенное гранитообразование	253
§ 2. Палингенно-анатектическое гранитообразование	264

Глава II. Гранитообразование стадии воздымания 275

§ 1. Ультраметаморфогенное гранитообразование	—
§ 2. Метасоматическое гранитообразование и кремнщелочной метасоматизм	298

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

Общие аспекты гранитообразования и формирования земной коры в докембрии

Глава I. К проблеме геохронологической шкалы и геологических циклов в докембрии 329

§ 1. Тектоно-магматические циклы и мегациклы докембрия	—
§ 2. Предпосылки к пересмотру геохронологической шкалы докембрия	347
§ 3. Модель геолого-радиологической шкалы периодизации докембрия	350

Глава II. К проблеме формирования земной коры в докембрии 357

§ 1. Об основных противоречиях в общепринятых концепциях формирования земной коры	358
§ 2. Об общей направленности и цикличности в формировании земной коры	365

Заключение 382

Список литературы 385

ВЯЧЕСЛАВ АЛЕКСАНДРОВИЧ РУДНИК

**Гранитообразование
и формирование
земной коры
в докембрии**

Редактор издательства *М. И. Федотова*
Переплет художника *Б. Н. Осенчакова*
Технический редактор *Н. П. Старостина*
Корректор *В. Н. Малахова*

Сдано в набор 16/VII 1975 г.
Формат бумаги 60×90^{1/16}.
Уч.-изд. л. 27,48.

Подписано к печати 27/XI 1975 г.
Печ. л. 26.
Тираж 1800 экз.
Цена 2 р. 98 к.

М-31942.
Бумага тип. № 2.
Заказ № 563/394.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

1394